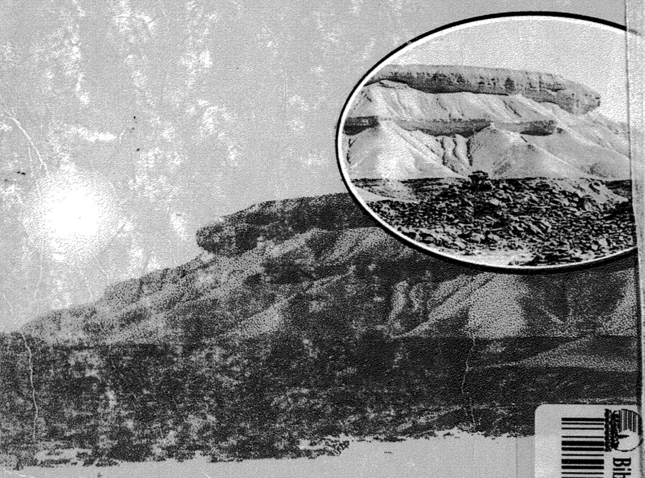
أسس
علم الرسوبيات



الدكتور محمد عبد الغني عثمان مشرف

النشر و المطابع - جامعة الملك سعود



﴿ قُلِ ٱنظُرُوا۟ مَاذَا فِى ٱلسَّمَٰوَٰتِ وَٱلْأَرْضِ ﴾

(سورة يونس: ١٠١)

﴿ وَفِى ٱلْأَرْضِ ءَايَٰتٌ لِّلْمُوقِنِينَ ﴾

(سورة الذاريات: ٢٠)

أسس علم الرسوبيات

تأليف

الدكتور محمد عبد الغني عثمان مشرف

أستاذ علم الرسوبيات

قسم الجيولوجيا - كلية العلوم

جامعة الملك سعود



إصدار: النشر و المطابع - جامعة الملك سعود

ص ب ٢٤٥٤ - الرياض ١١٤٥١ - المملكة العربية السعودية

الطبعة الأولى: ١٤٠٧هـ (١٩٨٧م).
الطبعة الثانية: ١٤١٧هـ (١٩٩٧م).

فهرسة مكتبة الملك فهد الوطنية

مشرف، محمد بن عبدالغني عثمان
أسس علم الرسوبيات. - ط٢.
٧١٠ ص، ١٧×٢٤ سم
ردمك ٥ - ٢١٢ - ٠٥ - ٩٩٦٠ (غلاف)
٣ - ٢١٢ - ٠٥ - ٩٩٦٠ (جلد)
١ - الرسوبيات - علم ا - العنوان
ديوي ٥٥١,٩ ١٥/٢٧٧٥

رقم الإيداع: ١٥/٢٧٧٥

حكمت هذا الكتاب لجنة متخصصة شكّلها المجلس العلمي بالجامعة، وقد وافق المجلس على نشره في اجتماعه التاسع عشر الذي عُقد بتاريخ ١٤٠٥/٨/٢٩هـ الموافق ١٩٨٥/٥/١٩م، ثم وافق المجلس على إعادة نشره في اجتماعه الرابع عشر للعام الدراسي ١٤١٥/١٤١٦هـ الذي عُقد بتاريخ ١٤١٥/٩/١٣هـ الموافق ١٩٩٥/٢/١٢م.

مطابع جامعة الملك سعود ١٤١٧هـ

إهـــداء

إلى روح والدي
فضيلة القاضي الشيخ عبد الغني عثمان مشرف
وإلى روح والدتي
رحمة الله عليهما جميعًا



تقديم الطبعة الثانية

الحمد لله رب العالمين، والصلاة والسلام على أشرف المرسلين سيدنا محمد وعلى آله وصحبه أجمعين.

كتاب «أسس علم الرسوبيات» الذي صدر في عام ١٩٨٧م أنجزه واحد من علماء الرسوبيات المميزين والذي برز في خدمة التأليف بلغتنا العربية.

وقد قرأت الكتاب فوجدت فيه الجهد الكبير الذي بذله المؤلف لإخراجه كمرجع رئيسي وشامل في علم الرسوبيات كُتب بأسلوب علمي واضح مدعومًا بأشكال وصور من واقع المنطقة العربية. وهذا انعكس بدوره على الإقبال الكبير من قبل المهتمين لاقتناء الكتاب حيث نفذت الطبعة الأولى منه في وقت قصير.

ويسرني ويشرفني أن أقدم هذا الكتاب بطبعته الثانية بناء على رغبة مؤلفه زميلي وأخي الأستاذ الدكتور محمد عبدالغني مشرف. وقد قام المؤلف بتنقيح هذه الطبعة والإضافة إليها حيث أصبح الكتاب أكثر شمولاً لموضوعات علم الرسوبيات المختلفة، كما حرص على الاستشهاد بنتائج الأبحاث الجديدة التي تحققت في السنوات الأخيرة حتى عام ١٩٩٦م، ذلك إضافة إلى وجود مراجع إضافية ذات علاقة بمواضيع الكتاب تساعد أي باحث يريد الاستزادة في الموضوع.

وأهم ما يميز الكتاب في طبعته الثانية هو إضافة دراسة «معادن أحجار الرمل تحت المجهر» والتي تتضمن على معادن المرو، الفلسبار، الْكِسَرْ الصخرية والمعادن الإضافية مثل المايكا والمعادن الثقيلة والجلوكونيت. كما أحتوت هذه الطبعة على إضافة أجزاء جديدة في فصل بنيات الترسيب وفي موضوعات رواسب الحمل المذاب والنقل والترسيب الكيميائي.

وفي الحقيقة فإن الكتاب في طبعته الثانية جاء متكاملاً ومترابطًا وتحديثًا. وهذا يدل على المتابعة العلمية الجيدة للمؤلف في علم الرسوبيات. وإذ أرجو أن يجد الطالب والباحث في هذا الكتاب المتجدد خير عون ووسيلة لتسهيل دراستهم أسأل المولى القدير أن يوفق المؤلف لمزيد من المعرفة والبحث وإثراء المكتبة العلمية العربية.

فاروق عبدالستار شريف
أستاذ جيولوجيا البترول
كلية علوم الأرض - جامعة الملك عبدالعزيز

مقدمة الطبعة الثانية

الحمد لله رب العالمين دائمًا وأبدًا وأصلي وأسلم على مُعَلِّمْ البشرية وهادي الأمة عليه أفضل الصلاة والتسليم. لقد منَّ الله عليّ بأن وفقني في كتابة هذا المؤلف وإعادة طباعته للمرة الثانية بعد أن قمت بتنقيحه ومراجعته وإضافة ما كان ينقص الطبعة الأولى من معلومات تفيد الطالب الجيولوجي وغيره من ذوي العلاقة بهذا العلم «علم الرسوبيات».

ولقد حاولت جهدي في الاطلاع والاستفادة من الموضوعات التي كتب عنها مؤخرًا بعد ظهور الطبعة الأولى في عام ١٤٠٧/١٩٨٧م ولقد تم بفضل من الله وتوفيقه إدخال هذه المعلومات ضمن متن الكتاب وأُشير إليها في مَرَاجعة.

ومن ثم أرجو من المولى أن يكون هذا العلم خالصًا لوجهه الكريم وأن يستفيد منه الطالب العربي المتخصص. ولقد كان الهدف من إصدار هذا المؤلف باللغة العربية هو تيسير العلم للطلاب بلغتهم الأم، وكذلك سد حاجة المكتبة العربية لمثل هذا الكتاب.

وفق الله الجميع لما يحبه ويرضاه والحمد لله رب العالمين.

الرياض في ١٤١٦هـ/١٩٩٥م　　　　المؤلـف

تقديم الطبعة الأولى

الحمد لله العلي العظيم الذي دعى إلى العلم والتعلم. والذي كان أول أوامره إلى نبيه الكريم الآيات الكريمة، ﴿ ٱقْرَأْ بِٱسْمِ رَبِّكَ ٱلَّذِى خَلَقَ ۝١ خَلَقَ ٱلْإِنسَـٰنَ مِنْ عَلَقٍ ۝٢ ٱقْرَأْ وَرَبُّكَ ٱلْأَكْرَمُ ۝٣ ٱلَّذِى عَلَّمَ بِٱلْقَلَمِ ۝٤ عَلَّمَ ٱلْإِنسَـٰنَ مَا لَمْ يَعْلَمْ ۝٥ ﴾، والصلاة والسلام على رسوله الكريم، الذي حمل رسالة العلم والنور ممثلة في كتاب الله العظيم الذي كان حاوياً شاملاً ونوراً هادياً للبشر أجمعين. أما بعد..

فقد أحسن بي الظن زميلي وأخي الدكتور محمد عبدالغني مشرف إذ طلب إلي تقديم كتابه «أسس علم الرسوبيات».

وقد ترددت كثيراً في قبولي لهذا الشرف ولكني ولأسباب عديدة لم أجد لدي الجرأة الكافية لصده. وقد كان مبعث ترددي أن الكتاب في مجال تخصصي الدقيق ولا شك أن سعادتي بصدور هذا الكتاب هي سعادة غامرة لا تدانيها سعادة، وخشيت أن تؤثر فرحتي بهذا الكتاب وتحمسي لصدوره على طريقة تقديمي له، وأظهر متحيزاً له ومجاملاً حيث ينبغي أن أكون عادلاً ومنصفاً.

ولعل مبعث سعادتي أو مما ضاعف سعادتي بهذا العمل أنه جاء محققاً لأحلام كثيرة كانت تراودني في هذا المجال. فبعد صدور كتابي «الصخور الرسوبية»، كنت دائماً أتطلع إلى أن يوفقني الله لإصدار كتاب آخر أو عدد من الكتب الصغيرة الحجم لتغطي أوجه النقص وتبحث في المواضيع التي لم أستطع أن أبحثها في كتابي، وخاصة موضوع السحنات والبيئات الرسوبية الذي أفرد له زميلي الدكتور محمد مشرف فصلاً كاملاً مطوّلاً هو الفصل الثامن، فعالج الموضوع أحسن معالجة وأوفاه حقه من البحث.

أقـول إن صدور هذا العمـل الضخم من الـزميل الكـريم جاء محققاً لآمالي وأراحني من حالة تأنيب الضمير التي كانت تقلقني دائماً كلما تذكرت أني مقصر تجاه مجال تخصصي ولم أتمكن من سد الثغرة التي شعرت بها في هذا الجانب من العلم، وليس لدي من عذر التمسه لنفسي سوى التقصير والإهمال.

لذا فقد جاء هذا الكتاب ليزيح عنى عبئاً نفسياً ثقيلاً ويطلقني حرًّا من آثار الشعور بالذنب والإحساس بالتقصير.

وقد احتوى كتاب «أسس علم الرسوبيات» على ثمانية فصول. خُصِّص الفصل الأول لمقدمة عن علم الرسوبيات تعطى القارىء فكرة شاملة عن هذا العلم وتطوره وعـلاقتـه بالعلوم الأخرى. وخصِّص الفصل الثاني للبحث في الخصائص الطبيعية للحبيبات، والمسامية، فتناول تعريف الخصائص الطبيعية للحبيبات، ثم الخصائص التي تشمـل الحجم والشكل والترتيب الداخلي للحبيبات والنسيج. كما احتوى هذا الفصـل على تعريف للمسامية، وتصنيفها، وأنواعها، وقد خصِّص الفصل الثالث لموضوع التجوية، وقد تكلم الفصل الرابع عن عمليات النقل والترسيب حيث تعرَّض لكافة عمليات النقل وأثرها في ترسيب الأشكال الرسوبية المختلفة.

كما أفْـرد الفصل الخامس للكلام عن البنيات الرسوبية وقد كان الزميل دقيقاً وشاملاً في وصفه وتعريفه، وحصره للبنيات الرسوبية. وقد تميز هذا الجزء وكافة أجزاء الكتاب باحتوائه على معلومات وافية مرتبة ترتيباً منطقياً بأسلوب علمي سلس، ويعتمد على مراجع حديثة ومتعددة كما أورد المؤلف مراجع إضافية لكل موضوع من موضوعات الفصل، رتبت بدورها في نهاية الكتاب. ولاشك أن العدد الكبير من المراجع الذي أورده المؤلف لهذا الفصل والفصول الأخرى من الكتاب لتدل على اطلاع واسع وعلى الجهد العلمي الكبير الذي بذله المؤلف لإخراج هذا العمل الضخم إلى حيز الوجود.

كما بحث الفصل السادس من الكتاب في الرواسب المنقولة وتصنيفها ثم تكلَّم عن كلٍ من تلك الرواسب بادئاً بصخور الطين، ثم أحجار الرمل بأنواعها المختلفة، ثم صخور الحصى ومنتهياً بصخور الفتات الناري.

أما الفصل السابع فقد خصَّصه المؤلف للرواسب المتكونة في أحواض الترسيب والتي تعرف بالمجموعة الثانية من الرواسب أو الرواسب الكيميائية أو الرواسب ذات

النشأة المحلية بخلاف الرواسب المنقولة التي عولجت في الفصل السادس، وقد أوفى هذه المجموعة حقها، ولم يترك فيها مجالاً لمستزيد.

كما أُفْرد الفصل الثامن، كما ذكرنا سابقًا، للسحنات والبيئات الرسوبية، وفي هذا الفصل تناول المؤلف موضوعاته بالإسهاب، مع الالتزام بالحدود التي رسمها للكتاب وهو أن يكون في خدمة طالب المرحلة الجامعية، وكلما أحس أن الموضوع يحتاج إلى المزيد من البحث وفر المراجع الاضافية وأحال طالب الدراسات العليا إليها.

وكانت النتيجة أن خرج هذا العمل متكاملاً مترابطاً يدل على جهد قيِّم مخلص يستحق منَّا الشكر والثناء والدعاء للمؤلف بالتوفيق في مشاريعه العلمية المقبلة.

أ.د. عبدالله العقيل الحمدان
أستاذ بقسم الجيولوجيا (سابقًا)
جامعة الملك سعود

مقدمة الطبعة الأولى

أحمد الله العلي القدير، وأصلي وأسلم على رسوله الكريم، خير من دعى لطلب العلم من المهد إلى اللحد والذي نوه بطلب العلم أينما كان وبعد. .

فإنه من فضل الله عليَّ أن أعطاني الصحة والعافية طيلة مدة إعداد هذا الكتاب ووفقني إلى إنجازه على هذا النحو الذي لا يخلو من بعض الأخطاء لأن الكمال لله وحده سبحانه وتعالى، ولكنه محاولة متواضعة مني لخدمة العلم بلغة القرآن وتلبية لافتقار مكتباتنا الجامعية في عالمنا العربي من نقص في الكتب العلمية باللغة العربية، وفي ذلك سد لحاجة طالب العلم في الوطن العربي لتلقي العلوم بلغته التي يفهمها ويستوعب القسط الأكبر منها. والقصد من وراء ذلك الأخذ بيد الطالب العربي الجامعي الذي يفتقد الكثير من المراجع العلمية باللغة العربية والتي هو في أمس الحاجة إليها حتى يستطيع أن يتذوق ويستوعب منهج العلم بلغته العربية وحتى يتمكن من التفكير علميًا بلغته ولكي يستطيع أن يضيف ويبدع في العلوم بما ينفع الجميع. إن في وفرة الكتب العلمية باللغة العربية ما يساعد على الإقلال من عملية التذبذب الذهني الذي يعيشه الطالب العربي عند تلقي العلوم باللغتين الانجليزية، في كثير من الأحيان، والعربية فيما ندر. وقد أدى ذلك إلى تدني المستوى بسبب ضعف في الاستيعاب وفقر في التحصيل لدى الطالب الجامعي في بلادنا خاصة وبقية بلدان العرب عامة.

ومن فضل الله عليَّ أيضا أن وفقني في كتابة الجزء الأكبر من هذا الكتاب أثناء اجازة التفرغ العلمي التي تحصلت عليها خلال العام الدراسي ١٤٠٢/١٤٠٣هـ لتأليف هذا الكتاب والذي بدأت في إعداده منذ خمسة أعوام تسبق هذا التاريخ.

ويعتبر هذا الكتاب حصيلة متواضعة لما استوعبته من قراءات مستفيضة لكثير من المراجع الأجنبية القديمة والحديثة والتي استعنت بها طيلة خبرتي في التدريس التي تقترب الآن من عشر سنوات. فلقد وضعت كل ما منحني الله من جهد وعلم متخصص في هذا المضمار لكي يصبح هذا الكتاب اللّبنة الأساسية التي يستند إليها في استيعاب مادة علم الرسوبيات، ولكي يرجع إليه طالب علم الرسوبيات خاصة وعلم الجيولوجيا عامة حتى يجد فيه إن شاء الله المنفعة التامة، وليكون هذا الكتاب أحد مراجع علم الرسوبيات باللغة العربية والتي آمل إنتاج المزيد منها في المستقبل القريب والتي ستكون من ثمرات وعطاءات صغار علمائنا العرب القادمين في هذا المضمار. وأطلب من المولى عز وجل أن يجد طالب العلم المبتدىء في هذا الكتاب ما يلبي حاجته وييسر له فهم واستيعاب هذه المادة بأسلوب سلس وفكرة شاملة وتعبير جيد وأن يجد الباحث المتعمق في هذا الكتاب ما يبحث عنه موضوعياً وعلمياً وأن لايكتفي بمحتويات وتفاصيل هذا الكتاب لأنه ليس لأي علم نهاية فهناك العديد من المراجع التي استخدمت في إنجاز هذا الكتاب وهي مدونة في نهايته والتي تحتوي على أفكار وتفاصيل متعمقة في هذا الحقل والأرجح أن يستنار بها وبغيرها من المصادر المتخصصة في هذا العلم والتي ستصدر بعد تاريخ هذا الكتاب.

وأخيراً فإنني أقدم ما بذلته من جهد علمي متواضع باللغة العربية إلى كل من يعتز بلغته العربية، لغة القرآن والعقيدة والعلم في الماضي والحاضر والمستقبل وإلى كل من يهمه الاستزادة من علم الرسوبيات مع مرور الزمن، فلله الحمد والشكر دائماً وأبداً، والله ولي التوفيق.

المؤلف

الرياض في ١٤٠٥هـ/١٩٨٥م

كلمة شكر

لا يسعني عند هذا الموقف إلا أن أعترف بالجميل، وأن أقدم التقدير لسعادة زميلي الكريم الأستاذ الدكتور عبدالله العقيل الحمدان لما بذله من جهد وافر مشكور في قراءة ومراجعة وتدقيق الطبعة الأولى من هذا الكتاب قبل طبعه، ولما أبداه من كثير الارشاد والاقتراحات العلمية المفيدة التي أخرجت الكتاب سليمًا بإذن الله من الصعوبات ومشاكل التعقيد التي تصاحب التأليف العلمي عادة. فأنا مدين لسعادته بالشكر العميق والتقدير العظيم لما قدمه من خدمة أخوية صادقة وأداء مخلص مفيد. وأسجل تقديري وشكري لزميلي وأخي العزيز الأستاذ الدكتور فاروق عبدالستار شريف وتفضله بكتابة تقديم الطبعة الثانية لهذا الكتاب.

كما يسعدني أن أدون شكري وتقديري لجامعة الملك سعود لاتاحة الفرصة لي لإنجاز الطبعة الأولى من هذا الكتاب وذلك من خلال منحي اجازة تفرغ علمي، وتوفيرها للمساعدات، العلمية والفنية، وتهيئتها سبل تحكيم وطبع هذا الكتاب على نفقتها.

ولا يسعني أيضاً إلا أن أدون جزيل شكري للمسؤولين في قسم الجيولوجيا بجامعة كاليفورنيا ـ ديفز لما لقيته من ترحيب واستقبال حسن، ولقبولي كأستاذ زائر في القسم أثناء فترة إجازة تفرغي العلمي عام ١٩٨٢م، ولما قاموا به من تيسير وتلبية لجميع مستلزمات إنجاز مهمتي التي قدمت من أجلها وسد احتياجي من استعمال مستفيض لمكتبة الجامعة وغرفة التصوير الفوتوغرافي والتصوير بالسحب. وأنتهز هذه الفرصة لتقديم الشكر لبعض أعضاء قسم الجيولوجيا في ديفز لما لقيته لديهم من تشجيع ولما

قدموه من مناقشات علمية مثمرة ساهمت في ايضاح كثير من الأمور المتعلقة بموضوع الكتاب .

وأدون شكري وعرفاني إلى كافة الزملاء بقسم الجيولوجيا بجامعة الملك سعود على تعاونهم معي سواء بصورة مباشرة أو غير مباشرة والتي ساعدت على إظهار هذا الكتاب إلى حيز الوجود كما أخص بتقديري هنا لزميلي الكريم الدكتور أحمد عبدالقادر المهندس لما قدمه من مجهود يشكر عليه عن علم الجيولوجيا عند العرب والمسلمين وإلى زميلي العزيز الدكتور غالب محمد الأسعد الذي كان دائما محط استشارة نيرة وإبداء رأي مثمر حول كثير من الأمور ذات العلاقة بهذا الكتاب . كما أشكر السيد عبدالمنعم عرفه لقيامه بطباعة مسودات الكتاب والسيدان عباس علي محمد سعيد وأفتاب عزيز لقيامهما برسم وتجهيز جميع الأشكال التي يحتويها هذا الكتاب .

وأخيراً أقدم جزيل تقديري وشكري الخاص لزوجتي وأبنائي الّذين تكبدوا معي مالقيته من عناء وجهد مضن والّذين تحلوا بالصبر وشجعوني على الاستمرار في إنجاز هذا العمل الذي يعتبر خطوة على طريق التقدم العلمي باللغة العربية والذي أسأل الله أن يعود بالنفع والخير والفائدة العلمية لأبنائي الطلاب وزملائي الباحثين .

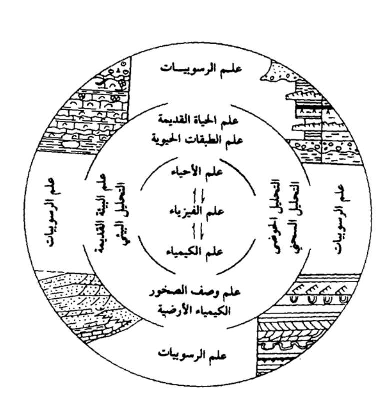
والله الموفق لما فيه الخير.

المؤلـف

المحتويات

صفحة

الفصل الأول



تعريف بعلم الرسوبيات

● مقدمة ● علاقة علم الرسوبيات بالعلوم الأخرى ● علم الرسوبيات عند العرب

مقدمة

يقصد بعلم الرسوبيات، دراسة جميع أنواع الرواسب ذات النشأة الفتاتية والكيميائية من حيث وصفها وخصائصها ومعرفة بيئات ترسيبها. وتشمل هذه الدراسة التغييرات المتأخرة التي تحدث في الصخور الرسوبية بعد ترسيبها، ومدى تأثر هذه الرواسب بخصائص البيئة المحيطة والملمة لها. ويعرَّف الراسب بالجسيمات الصخرية أو المعدنية التي تترسب في وسط مائي أو ما تحمله الرياح من حبيبات صخرية تستقر فيها بعد على أسطح الأرض أو تحت سطح المسطحات المائية المختلفة.

وسنحاول في هذا الفصل أن نقدم للدارس فكرة شاملة عن علم الرسوبيات وتاريخ تطوره وعلاقته بالعلوم الأخرى عامة وبعلوم الأرض خاصة.

يمتد تاريخ علم الرسوبيات إلى العصر الحجري عندما استخدم الإنسان حجر الصّوّان لطحن الحبوب وإشعال النار، وحجر الطين في بناء سكنه الذي يقيه الحر والبرد ويوفر له الأمان والاطمئنان وما إلى ذلك من أمور متعددة. ولكن تحضر ومدنية الإنسان في العصور المتأخرة جعلته يكتشف أهمية أنواع الصخور الرسوبية اقتصاديًا، فمثلاً: استخدمت الرمال في صناعة الزجاج، والحجر الجيري في صناعة الأسمنت والطين في صناعة الخزف والفحم الحجري كمصدر للطاقة وتم استغلال المعادن الاقتصادية الموجودة في الصخور الرسوبية مثل الحديد والفوسفات وغيرها صناعيًا واقتصاديًا. كما استخرج النفط والغاز الطبيعي والماء من خزّانات الصخور الرسوبية التي تحتويها لتلبية حاجات التنمية الاقتصادية والاجتماعية.

ولقد وضع، أسس الجيولوجيا الرسوبية الحديثة، علماء ذوو مكانة علمية منذ زمن بعيد ومن بين هؤلاء الرجال نذكر على سبيل المثال ليوناردو فينشي وهتن وسميث. إن ما كتبه كل من سوربي (Sorby, 1853, 1908) وشارل لايل (Lyell, 1865) في نهاية القرن التاسع عشر عن العمليات الحديثة التي تنشأ عنها تكوين الرواسب الحديثة، يمكن الاستفادة منها واستخدامها في تفسير البنيات والأنسجة الرسوبية التي تحملها الرواسب القديمة، كما يمكن التوصل إلى معرفة بيئات الرواسب القديمة إذا أدركنا خصائص ومميزات بيئات الترسيب الحديثة.

وأفاد (Selley, 1976, 1990, 1992) أن نشأة علم الرسوبيات الحديث لم يصدر من

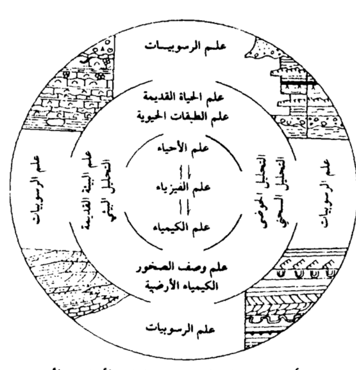
اتحاد مفهوم علم الطبقات ودراسة هذه الرواسب تحت المجهر (بتروغرافية الرواسب) ولكن يبدو أنه تطور من اتحاد بين احتياجات ومفاهيم الجيولوجيا البنائية وعلم البحار. فلقد كان ولا يزال علماء الجيولوجيا البنائية يبحثون عن خصائص ترشدهم للتمييز عما إذا كانت الطبقات الموجودة في مناطق تكتونية، هل هي مقلوبة أم في وضعها الطبيعي. ويجب معرفة ذلك عند رسم خرائط الجيولوجيا الاقليمية. والذي يساعد على تحديد ذلك هي البنيات الرسوبية مثل شقوق التقلص (شقوق الطين) وعلامات النيم والتطبق المتدرج. وقد شملت دراسة (Shrock, 1948) تفاصيل هذا الموضوع بصورة متكاملة. ومن بين علماء الجيولوجيا البنائية الذين أسهموا في إيضاح العلاقة الموجودة بين الرسوبيات والجيولوجيا البنائية، العالم (Eduard Bailey, 1930) عندما كتب ورقة بحثه بعنوان: (إضاءة جيدة على الترسيب وتشكيل الصخور (New Light on Sedimentation and Tectonics). ولقد شاركت دراسات أخرى في تقويم وتأسيس علم الرسوبيات ومن أهم هذه الدراسات صناعة الزيت وشركات البترول والأبحاث التي قامت بها الجامعات في هذا المضمار ومعاهد علم البحار. وجميع هذه الدراسات وفرت الكثير من المعطيات والمعلومات المتعلقة بالرواسب الحديثة وبالمقارنة يمكننا معرفة وتفسير خصائص ومميزات الرواسب القديمة.

علاقة علم الرسوبيات بالعلوم الأخرى

يوضح الشكل (١أ) والجدول (١) العلاقة بين علم الرسوبيات والعلوم الأساسية الأخرى مثل علم الأحياء، وعلم الفيزياء، وعلم الكيمياء. ويجدر بنا أن نلخص ما كتبه (Selley 1976, 1992) في هذا المضمار كالتالي:

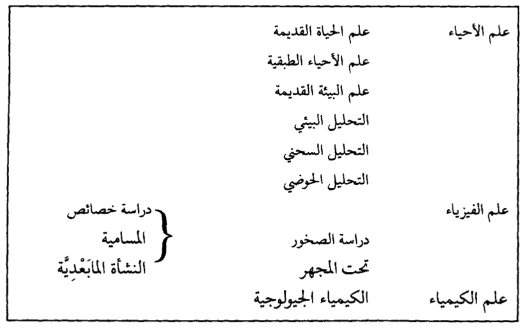
● إن تطبيق أحد هذه العلوم الأساسية في دراسة الرواسب يعطي خطوطاً عريضة للبحث في علوم الأرض بشكلٍ عام وفي علم الرسوبيات بشكلٍ خاص. ويساعد هذا على تحديد مكانة علم الرسوبيات بين محتويات علم الجيولوجيا.

● يتضمن علم الأحياء دراسة الحيوانات والنباتات، وبالمقارنة يمكن تطبيق ذلك على أحافيرها الموجودة في الرواسب القديمة. وقد يهتم علم الحياة القديمة (Paleontology) بدراسة مستفيضة ومستقلة لنشأة وأشكال وبنيات وتقسيم ووصف



شكل (١ . أ). علاقة علم الرسوبيات بالعلوم الأساسية الأخرى.

جدول ١ . علاقة أفرع علم الرسوبيات بالعلوم الأخرى



علم الأحياء	علم الحياة القديمة	
	علم الأحياء الطبقية	
	علم البيئة القديمة	
	التحليل البيئي	
	التحليل السحني	
	التحليل الحوضي	
علم الفيزياء		دراسة خصائص
	دراسة الصخور	المسامية
	تحت المجهر	النشأة المابَعْدِيَّة
علم الكيمياء	الكيمياء الجيولوجية	

(عن : Selley, 1976)

الأحافير. ويستلزم ذلك إستبعاد الأحافير من المفهوم الرسوبي.

● إن لدراسة الأحافير في إطار رواسبها فائدتان، الأولى أن علم الطبقات (Stratigraphy) يعتمد على تعريف النطاقات الطبقية الحيوية وعلى دراسة علاقتها بالوحدات الطبقية الصخرية. وبذلك تصبح دراسة الطبقات الحيوية (Biostratigraphy) الجيدة ضرورية للتحليل الرسوبي والتحليل الجيولوجي البنائي الإقليمي. والفائدة الثانية من دراسة الأحافير يتضمن مفهوم سلوكيات هذه الأحافير عندما كانت حية ومواطنها والعلاقة فيما بينها وخصائص أماكن وجودها. ويعني هذا معرفة بعلم البيئة القديمة (Paleoecology) التي كانت تعيش فيها هذه الأحياء. وحين يتم الاحتفاظ بهذه الأحافير في أماكن استيطانها فإن ذلك يساعد على تفهم وتحليل البيئة القديمة التي ترسبت فيها الرواسب الحاوية على هذه الأحافير، (Ager, 1963). وقد أشار (Selley, 1978) بأن التحليل البيئي (Environmental analysis) يتضمن تحديد البيئة الترسيبية للراسب.

ولكي نحدد البيئة الترسيبية لصخر رسوبي فإنه يتضح لنا أهمية تعريف وتفسير خصائص الأحافير التي يحتويها هذا الصخر، وعلى سبيل المثال: تشير الطبقة الغنية بجذور النباتات (Root bed) إلى بيئة قارية، وتدل طبقة الشُّعْب المرجانية على بيئة بحرية وهكذا. ومع ذلك يعتمد علم الرسوبيات التطبيقي على دراسة الشقف الصخرية المستحصل عليها من الآبار الثقبية ولكن في مثل هذه المشاريع تحت السطحية يلعب علم الأحافير الدقيقة الدور الرئيس في معرفة الطبقات الرسوبية وبيئات ترسيبها. وتعتبر الأحافير العينية والمجهرية عنصرًا أساسيًّا في بناء بعض الصخور الرسوبية (مثل أحجار الجير). لذا يعتبر شِقا علم الحياة القديمة (دراسة الأحافير الكبيرة والأحافير الدقيقة) ذي أهمية عظمى بالنسبة لعلم الرسوبيات.

كما يعتمد التحليل البيئي على تفسير الخصائص الطبيعية للصخر الرسوبي. ويشتمل ذلك معرفة حجوم الحبيبات وأنسجتها والبنيات الرسوبية. ويتضمن مفهوم القوى المائية دراسة حركة السائب (Fluid movement) وتختص القوى المائية بالعلاقة الموجودة بين تدفق السائب والحبيبات الصلبة. وقد أشار (Allen, 1970b) إلى إمكانية دراسة هذه الأنظمة الطبيعية باستخدام النظريات الرياضية والتجارب المختبرية أو في

الدراسة الحقلية في البيئات الرسوبية الحديثة. كما يمكن تطبيق هذه الخطوط التحليلية في المعاملات الطبيعية للرواسب القديمة وذلك لتحديد عمليات السوائب (Fluids) التي تتحكم في ترسيب هذه الرواسب.

وتستلزم دراسة التحليل البيئي تطبيق علم الكيمياء في دراسة الرواسب. حيث تدل المعادن الفتاتية للصخور القارية على مصادرها وتاريخ ترسيبها السابق. كما يمكن من دراسة المعادن ذات النشأة المحلية (Authigenic minerals) التعرف على بيئة ترسيب الصخر وتاريخ النشأة المابَعْدِيَّة اللاحق.

ومن هنا يمكننا القول إن التحليل البيئي لراسب ما يشتمل على تطبيق علم الأحياء والفيزياء والكيمياء على الصخور الرسوبية.

يشكل التحليل السحني (Facies analysis) فرع من أفرع علم الرسوبيات الإقليمي والذي يتضمن ثلاثة تمارين. حيث يجب تجميع رواسب منطقة ما في سحنات تعرف بصخورها وبنياتها الرسوبية وأحافيرها. ويستنبط من ذلك بيئة كل سحنة وتوضع السحنات ضمن إطار زمني مستخدمين علم الطبقات الحيوية (Biostratigraphy).

ويتشابه التحليل السحني مع التحليل البيئي في استخدام علم الأحياء والفيزياء والكيمياء للتعرف على خصائص الصخور الرسوبية. إلا أن التحليل السحني، وعلى مقياس إقليمي واسع النطاق، يشتمل على دراسة جميع أحواض الترسيب كجزء متكامل. وهنا تصبح أهمية الفيزياء الجيولوجية (Geophysics) مرتبطة ليست فقط بالغطاء الرسوبي ولكن بفهم الخصائص الطبيعية والعمليات المتعلقة بالقشرة الأرضية التي تشكلت منها الأحواض الرسوبية.

لقد استخدمت مصطلحات علم خصائص الصخور (Petrology) ودراسة الشرائح الصخرية تحت الجهر (Petrography) بشكل تطبيقي متبادل لكي تعطى دراسة الصخور تحت المجهر (Carozzi, 1960; Folk, 1974). وتشتمل هذه الدراسة الخصائص الطبيعية وهي من خصائص المسامية والنفاذية للصخر نفسه وهذه متعلقة بالدراسة المعدنية للصخور.

ويستفاد من دراسة مكونات الصخر الرسوبي في اكتشاف مصادر الصخور القارية وفي معرفة بيئات العديد من صخور الكربونات وتكشف دراسة الشرائح

الصخرية تحت المجهر عن عمليات النشأة المابَعْدِيَّة أو التغييرات التي يتعرض لها الراسب بعد ترسيبه وتكوينه. وتوضح دراسة نشأة المعادن المابَعْدِيَّة (Diagenesis) الكثير من التفاعلات الكيميائية التي تحدث بين مكونات الصخر الرسوبي والسوائب التي تتدفق بين مساماته. وتقع أهمية دراسة النشأة المابَعْدِيَّة لما ينتج عنها من ازدياد أو انخفاض في نسبة مسامية ونفاذية الصخر. وهذا له علاقة وطيدة بدراسة خزانات المياه (Aquifers) ومخازن الهيدروكربونات أو الفحوم الهيدروجينية (Hydrocarbon reservoirs). وتساعد دراسة التغييرات المعدنية المابَعْدِيَّة التي تحدث في الصخر الرسوبي على تفهم عمليات النشأة المابَعْدِيَّة والتي تتشكل عنها رواسب معدنية متعددة مثل كبريتيد الزنك والرصاص. ويستخدم مصطلح جيوكيمياء الرسوبيات (Sedimentary geochemistry) في تطبيق الدراسة الكيميائية البحتة على الصخور الرسوبية. ويتم ذلك في دراسة الرواسب الكيميائية والرواسب ذات التَّمعْدن الدقيق والتي يصعب دراستها تحت المجهر. ونذكر هنا بعض هذه الرواسب مثل معادن الطين والفوسفات وصخور البخر.

وتهتم دراسة الكيمياء الأرضية العضوية بتكوين ونضوج الفحم الحجري وخام الزيت والغاز الطبيعي.

وسوف يظهر لنا من دراسة الفصول القادمة كيف أن العلوم الأساسية مثل الأحياء والفيزياء والكيمياء تلعب دورًا كبيرًا في تحديد مفهوم علم الرسوبيات وفي تحقيق الفائدة المرجوة منه. لذا يجب أن ندرك حقيقة الأمر وهي أن علم الرسوبيات يعتمد كلية على هذه العلوم الأساسية في الوصول إلى معرفة الغاية المرجوة منه.

علم الرسوبيات عند العرب

لقد كان لعلم الرسوبيات نصيب عند علماء العرب والمسلمين ومن بين هؤلاء العلماء كلٌ من محمد الكرخي وأبي الريحان البيروني وأبي علي ابن سينا. ونوجز فيما يلي ما ساهم به هؤلاء العلماء في حقل علم الجيولوجيا عامة وما يتعلق بعلم الرسوبيات خاصة:

محمد بن الحسن بن الحاسب الكرخي

لا نعرف عن هذا العالم العربي إلا أنه قد عاش في القرن الخامس الهجري ولم يصلنا من كتبه غير كتابه المسمى «أنباط المياه الخفية» الذي طبع في الهند سنة **١٣٥٩**هـ. وقد تحدث فيه عن كيفية استخراج المياه الجوفية والعلامات الدالة على وجود الماء والأجهزة الهندسية المستخدمة في بناء القنوات. يقول الكرخي في كتابه «أنباط المياه الخفية»:

«في الأرض حركات دائمة، منها طلب الأبنية للوقوع والانهدام والميل عن سمت الاستقامة، وكذلك الجبال والقلاع تنهار قليلا وتتفتت طلباً للمركز والأرض الرخوة في تربتها حركة دائمة، وهي طلب أجزائها الصلابة باعتماد بعضها على بعض. وأعظم هذه الحركات المذكورة انتقال المياه العظيمة وجريان الأودية القوية من أرض إلى أرض في الأزمنة الطويلة، فإذا اجتمعت موادها في ناحية من نواحيها وارتفعت حتى بعد سطحها من المركز وساوى ذلك بعد الوضع المحاذي له الذي يقابله، ثم بعد المساواة زاد عليه، تحركت الأرض طلبا للمعادلة المذكورة. فتتغير لذلك عروض البلاد ومطالعها وأنصاف نهارها، ويعتبر ذلك سبب انتقال البحار وظهور عيون وغيض عيون ولا يكون ذلك دفعة واحدة في ساعة واحدة بل يكون على التدريج كانتقال العمارات من الأرض لأرض» (الكرخي، **١٣٥٩**هـ).

ونلاحظ من النص السابق أن الكرخي قد بين فكرة التوازن الأرضي، كما أشار إلى الدورة التضاريسية التي تنتهي عند اكتمالها بما يعرف بشبه السهل ثم تتلوها عملية إعادة التوازن الأرضي فتبعث التضاريس من جديد لتبدأ دورة تضاريسية أخرى.

أبو الريحان البيروني

وهو من أعظم العلماء العرب المسلمين الذين أسهموا في تطور الفكر الجيولوجي. وقد درس البيروني آراء السابقين حول فكرة تبادل اليابس والماء، وحاول أن يربط بين المعرفة النظرية والعملية، ويظهر هذا من خلال نصَّين من أهم النصوص المنسوبة إليه،

أولها يتعلق ببادية العرب في شمال شبه الجزيرة العربية، ويتعلق الثاني بتفسيره لأصل سهول الهند الممتدة جنوب الهيملايا:

١ ـ «ينتقل البحر إلى البر، والبر إلى البحر في أزمنة، إن كانت قبل كون الناس في العالم فغير معلومة، وإن كانت بعده فغير محفوظة لأن الأخبار تنقطع اذا طال الأمد عليها، وخاصة في الأشياء الكائنة جزءا بعد جزء، بحيث لا تفطن لها إلا الخواص. فهذه بادية العرب وقد كانت بحرا فانكبس حتى أن آثار ذلك ظاهرة عند حفر الآبار والحياض بها، فإنها تبدي أطباقًا من تراب ورمال ورضراض، ثم فيها من الخزف والزجاج والعظام ما يمتنع أن يحمل على دفن قاصد إياها هناك بل تخرج منها أحجار إذا كسرت كانت مشتملة على أصداف وودع ومايسمى آذان السمك، إما باقية على حالها وإما بالية قد تلاشت وبقي مكانها خلاء متشكلا بشكلها».

٢ ـ «وأرض الهند من تلك البراري، يحيط بها من جنوبها بحرهم المذكور (المحيط الهندي) ومن سائر الجهات تلك الجبال الشوامخ، وإليها مصاب مياهها بل لو تفكرت عند المشاهدة فيها وفي أحجارها المدملكة الموجودة إلى حيث يبلغ الحفر، عظيمة بالقرب من الجبال وشدة جريان مياه الأنهار، وأصغر عند التباعد وفتور الجري، ورمالا عند الركود والاقتراب من المفايض والبحر، لم تكد تصور أرضهم إلا بحرا في القديم وقد انكبس بحمولات السيول». (البيروني، ١٩٥٨م).

أبو علي الحسين بن سينا

اشتهر ابن سينا بأبحاثه الطبية والفلسفية، ولكن له بعض الأبحاث العلمية المتعلقة بالأرض والكون ذات قيمة كبيرة، كما يمكن أن نعتبر ابن سينا هو مؤسس علم الأرض عندما نستعرض أعماله وأبحاثه في مجال الجيولوجيا والجيومورفولوجيا. ونجد في كتابات ابن سينا مجموعة من النصوص التي تضيف الكثير من حيث انتقال اليابس والماء، ويؤكد في جميع كتاباته على عنصر الزمن، وأن ذلك يتم ببطء وعلى مدى فترات طويلة. ومن تلك النصوص نختار نصّين في غاية الأهمية:

١ ـ «ويجوز أن يعرض للبحر أيضا أن يفيض قليلاً قليلاً على بر مختلط سهل وجبل ثم ينضب عنه، فيعرض للسهل منه أن يستحيل طينًا ولا يعرض ذلك للجبل وإذا استحال طينًا كان مستعدًا لأن يتحجر عند الانكشاف ويكون تحجره تحجرًا سافيًّا قويًّا، وإذا وقع الانكشاف على ما تحجر وبها كان المتحجر القديم، في حد ما، استعد للتفتت، ويجوز أن يكون ذلك يعرض له عكس ما عرض للتربة من أن هذا يرطب ويلين عودًا ويعود ترابًا وذلك يستعد للحجرية، كما إذ نقعت أجرة وتراباً وطيناً في الماء ثم عرضت الأجرة والطين والتراب على النار عرض للأجرة أن زادها الاستنقاع استعداداً للتفتت بالنار ثانياً وللتراب والطين استعداداً لاستحجار قوى».

٢ ـ «والجبال تكونها من أحد أسباب تكون الحجارة، والغالب أن تكونها من طين جف على طول الزمان، تحجر في مدد لا تضبط، فيشبه أن تكون هذه المعمورة قد كانت في سالف الأيام غير معمورة بل مغمورة في البحار فتحجرت، أما بعد الانكشاف قليلاً قليلاً في مدد لاتفي التأريخيات بحفظ أطرافها، وأما تحت المياه لشدة الحرارة المختفية تحت البحر، والأولى أن يكون بعد الانكشاف وأن تكون طينتها تُعِينها على التحجر، إذاً تكون طينها لزجة، ولهذا ما يوجد في كثير من الأحجار إذا كسرت أجزاء الحيوانات المائية كالأصداف وغيرها».

وقد أدرك ابن سينا هنا فكرة تغيرات مابعد الترسيب وهي التغييرات اللازمة لتحويل الرسوبيات إلى صخور. (ابن سينا، ١٩٦٥م).

ولمزيد من المعلومات عن الجيولوجيا عند العرب إقرأ كتاب «أساسيات علم الجيولوجيا»، تأليف الدكتور محمد يوسف حسن وآخرين (١٩٨٣م، ص ص ٢١ ـ ٢٣) وكتاب «إسهام علماء المسلمين الأوائل في تطور علوم الأرض» تأليف النجار والدفاع (١٤٠٩هـ/١٩٨٨م).

الفصل الثاني



الخصائص الطبيعية للحبيبات

● مقـدمـة ● حجم الحبيبـة ● شكـل الحبيبـة ● النسيـج السـطحي للحبيـات ● الـطراز ● التعبئـة ● النفاذية ● المسامية ● العلاقة بين الطراز والمسامية .

مقدمة

يقصد بدراسة الخصائص الطبيعية للحبيبات الرسوبية (Sedimentary grains) معاينة خصائص هذه الحبيبات من حيث الحجم (Size) ، والشكل (Shape) ، وترتيب الجزيئات المعدنية (Fabric) داخل أي صخر. وتطلق كلمة نسيج (Texture) بصفة عامة على دراسة هذه الخصائص للجسيمات الرسوبية. وتختلف أنسجة الرواسب (Texture of sediments) عن البنيات الرسوبية (Sedimentary structures) في أن الأولى تمثل العلاقة الموجودة بين حُبَيْبة وحُبَيْبة داخل الصخر الواحد، بينما الأخيرة تتعلق بالبنيات الكبيرة الشكل والحجم والتي يمكن دراستها وملاحظتها على الطبيعة في الحقل. ومن بين أمثلة البنيات الرسوبية علامات النيم (Ripple marks) التطبق المتقاطع (Cross-bedding) والترقق (Lamination). وأفضل طريقة لدراسة عناصر النسيج الرسوبي هي استعمال عدسة مكبرة أو المجهر وكلاهما يستعمل في تكبير وتوضيح الجسيمات الصخرية. وتتم مثل هذه الدراسة باستعمال عيِّنة صخرية صغيرة في حالة استعمال العدسة المكبرة أو معاينة شريحة صخرية في حالة استعمال المجهر. وعادة تتم دراسة البنيات الرسوبية على الصخور الظاهرة في الحقل وقليل من هذه البنيات يمكن دراستها باستعمال عينات صخرية. وذلك مثل الترقق المتقاطع (Cross-lamination) أو التطبق المتدرج (Graded bedding).

ويعتقد أن معظم الرواسب الحديثة التكون، يوجد بها نسبة عالية من الفراغات أو المسام (Pores) وقد تصل نسبة المسام في حجر الرمل (Sandstone) وقت الترسيب ما بين ٢٠ ـ ٥٥٪ من نسبة الحجم العام للصخر نفسه. بينما قد تصل إلى نسبة ٨٠٪ من نسبة الحجم العام لصخر الغرين (Silt) أو الطين (Clay) عند وقت الترسيب (Pettijohn, 1975 and Selley, 1976) وهذه الظاهرة في الصخور الرسوبية تتناقض جذريا مع حالتها في الصخور النارية والمتحولة والتي قد تحتوي على نسبة ضئيلة من المسام الفراغية عند تكوينها (Pettijohn, 1975). ومع مرور الزمن تمتلىء الفراغات في الصخور الرسوبية بمحاليل المعادن الثانوية مثل الكربونات أو السليكا أو معادن الطين. ويؤثر هذا على مسامية الصخور فتنخفض درجة المسامية ويسمى النسيج الناشىء عن هذا التغير بالنسيج المتغير (Diagenetic textures). وهذه الأنسجة الناشئة

ما هي إلا تبلورات معدنية متأخرة التكوين. ويحتمل أن تبقى هذه المتبلِّورات المعدنية الجديدة لدرجة أن الترتيب الداخلي الرسوبي الأصلي يصعب رؤيته تحت المجهر. أو قد ينعدم، وفي معظم الحالات يبقى الترتيب الداخلي الأصلي على هيئة أثر باهت يمكن تقصِّيه تحت المجهر.

حجم الحُبَيْبة Grain Size

لقد أصبح من الطبيعي جداً لعلماء الجيولوجيا وخاصة علماء الرسوبيات (Sedimentologists) الحصول على معلومات جيولوجية واسعة النطاق والاستفادة من دراسة التحليل الحجمي لجسيمات (Particles) أو حبيبات (Grains) الرمل أو حجر الرمل. لذا نجد الكثير من المراجع العلمية المتخصصة تشير إلى طرق متعددة لأخذ حجوم حبيبات الرواسب (Grain sediments) وتفسير هذه الحجوم، بينما نجد القليل منها قد توسعت في دراسة الخصائص الطبيعية الأخرى للحبيبات مثل الشكل (Shape) الاستدارة (Roundness) أو التكور (Sphericity).

وإن من أبسط الطرق المتبعة في تقسيم حبيبات الرواسب يظهر في تحديد العلاقة الحجمية بين كل من الحصباء أو الزلط (Gravels) والرمل (Sands) والوحل (Mud) ويعتبر مقياس تدرج الحبيبات (Grade scale) للعالم ونتورث (Wentworth) للحبيبات (جدول ٢) هو الأكثر استعمالاً بين علماء الجيولوجيا، (Wentworth, 1922). أما مقياس فآي (Phi scale) الذي اقترحه كرومباين (Krumbein, 1934) فهو يحتفظ بالأسماء التدريجية في مقياس ونتورث ولكنه يحوِّل الحدود المتدرجة (Grade boundaries) إلى قيمة فآي (Phi = Ø) باستعمال اللوغاريتم (للأساس ٢) للقطر فتصبح المعادلة للمقياس فآي كالتالي:

فآي = − لو٢ قطر (مم) ؛ $\text{Phi}\ (\varnothing) = -\log_2 \text{diam (mm)}$

وتظهر العلاقة بين كل من مقياس ونتورث ومقياس فآي المتدرجينْ في (الشكلين ١ب، ٢).

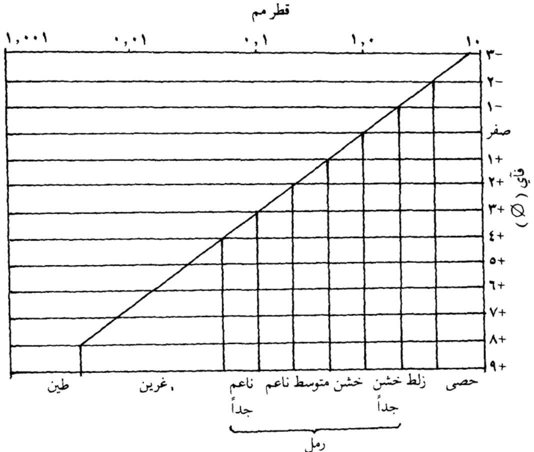
ولقد ذكر وَالي (Whalley, 1972) أن من السهل فهم محتويات حجم الحبيبة ولكن من الصعب أن نجد طرقًا صحيحة لقياس الجسيمات أو الحبيبات. فالشكل (٣)

جدول (٢) . مقياس ونتورث لتصنيف الرواسب

مزواه		مستدير ، تحت مستدير ، تحت مزاوه			حجم
تجمع	فتات	تجمع		فتات	
الدبش رواهص مزواه	كتل	جلاميد زلط جلاميد مُدَمْلَكَات		جلاميد	زلط (حصباء) – ٢٥٦مم
	–	كبب زلط كبب مُدَمْلَكَات		حصى كبير أو كِبَبْ	٦٤مم
	–	حصى زلط حصى مُدَمْلَكَات		حصى صغير	٤مم
	–	حبيبات زلط		حَصِيَّات	٢مم
- ١مم - خشن - $\frac{١}{٢}$مم -	–	رمـل حجر رمل		رمـل	رمـل – $\frac{١}{١٦}$مم
–	–	غرين حجر طين		غرين	وحل: طين غريني – $\frac{١}{٢٥٦}$مم
	–	طين صفحي		طـين	طين

(عن : Wentworth, 1922)

يوضح لنا الطرق المختلفة والمتبعة حاليا في قياس حجم الحبيبات المختلفة مثل حبيبات الزلط، الرمل، الغرين (Silt) والطين (Clay). وأوضح (الحمدان، ١٩٧٥) أن معرفة حجم الحبيبــة أوالجسيم تتم عن طريق معـرفـة طول قطرها إن كانت حبيبة دائرية

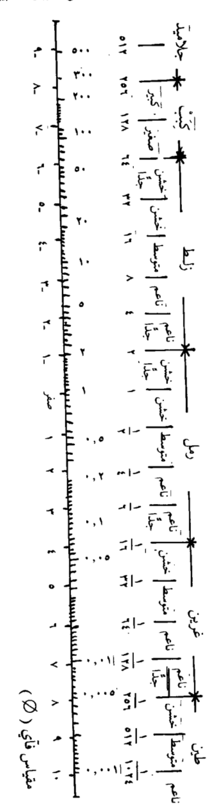


شكل (١ب). العلاقة بين مقياس ونتورث ومقياس فآي، (عن: Selley, 1976)

ومنتظمة الشكل بينما يتم تحديد حجم أي حبيبة غير منتظمة الشكل عن طريق أخذ المتوسط الحسابي لأقطارها المتعددة الأطوال. والطريقة الشائعة في قياس حجوم الحبيبات تعتمد على التقدير البصري ومقارنتها بعينات حبيبات معروفة أحجامها. وتكتسب هذه الطريقة بالخبرة المستمرة، وفي معظم الأحيان تعطي نتائج معتمدة. ويمكن قياس حجوم حبيبات كل من الرواسب الملتحمة الصلبة (Indurated sediments) أو الرواسب غير المتماسكة (Unconsolidated sediments) بإحدى الطرق التالية:

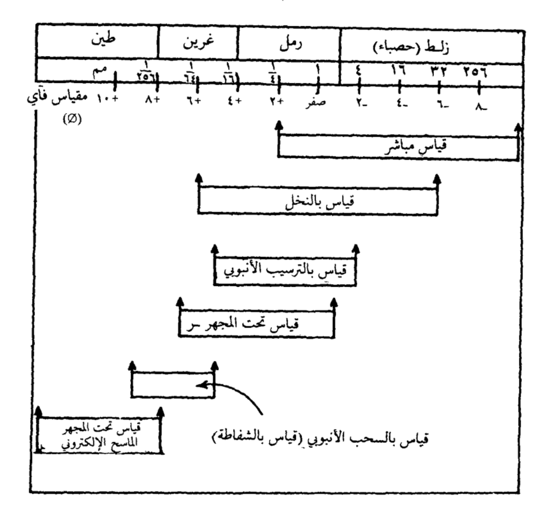
طرق القياس الحجمي للحبيبات Methods of grain size measurements

حيث إن الحبيبات تختلف في أحجامها فإن هناك طرقًا مختلفة تستعمل لقياس



شكل (٢). تحويل مقياس فاي إلى مقياس التدرج الحجمي بالمليمترات.

(عن : Pettijohn, 1975)



شكل (٣). الطرق المتعددة لقياس حجوم حبيبات الرواسب. (عن: Pettijohn *et. al*, 1972)

أحجام حبيبات وجسيمات الرواسب. وتتم عملية قياس حجوم الحبيبات كما هو موضح في الشكل (٣) وعلى النحو التالي:

١ ـ القياس المباشر

تتم معرفة حجوم كل من الجلاميد (Boulders) والحصى الكبير (Cobbles) والحصى الصغير (Pebbles) أو الزلط (Gravels) بشكل عام بواسطة القيّاس المباشر وذلك بقياس أقطار حبيبات كل منهم يدوياً باستعمال مِسْطرة مُدَرَّجة أو شريط معدني مدرج. وفي حالة قياس قطر حبيبات الحصى الصغير (Pebbles) والتي يصل معدل

قطرها إلى ٢ مم يمكن استعمال المجهر والمثبت عليه مقياس خاص يسمى «Eye piece micrometer» وبه تدريج خاص (الحمدان ١٩٧٥م، ص ٤٤).

٢ ـ استعمال المناخل

يتم فرز حجوم حبيبات الرمل وأيضا فرز الغرين (Silt) عن الطين (Clay) باستعمال المناخل المخصصة. وهذه الطريقة بُدىء في تطبيقها منذ عشرات السنين ولا تزال تعتبر من أفضل الطرق وأكثرها استعمالاً حيث تستخدم في معرفة حجوم حبيبات الرمل أو حبيبات حجر الرمل الهش أو غير الملتحم الحبيبات (Friable or uncemented) بينما تتم طريقة تحديد حجم حبيبات حجر الرمل المتماسك أو الملتحم الحبيبات (Cemented sandstone) عن طريق عمل شريحة صخرية له واستخدام المجهر في تحديد حجوم هذه الحبيبات، وتعتبر هذه الطريقة القياسية المباشرة لقياس حجوم الحبيبات على الشريحة الصخرية هي الطريقة المثلى والأكثر استعمالاً بعد أن استخدمها فريدمان (Friedman, 1958) والتي يمكن بواسطتها تحديد الحجم المتوسط (Mean size) للحبيبات وأيضا يمكن قياس تصنيف (Sorting) حبيبات الرمل.

وتقاس حجوم الرمل غير المتماسك (Uncemented or friable sands) بالطريقة المثلى وهي الأهم استعمالاً وذلك بواسطة المناخل وهي طريقة سهلة وسريعة وذات نتائج صحيحة وكافية لمعظم الأبحاث العلمية. والقاعدة الرئيسة لهذه الطريقة هي كالتالي:

(أ) ترتب مجموعة المناخل المخصصة ترتيباً تنازلياً من حيث سعة أقطار فتحات كل منخل (وذلك بوضع المنخل ذي الفتحات الصغرى ($\frac{1}{4}$مم = + ٢ فآي) أسفل المجموعة والمنخل ذي الفتحات الكبرى (٤ مم = ـ ٢ فآي) في أعلى المجموعة، مشابهًا بذلك لترتيب مقياس ونتورث للحجوم)، (شكل ٤).

وقد تكون الفترة الحجمية بين المناخل (Size interval) كالتالي:

يمكن استعمال مناخل ذات فتحات قطرية تَفْرُقْ فيما بينها بواحد فآي على سبيل المثال يصبح الترتيب ١، ٢، ٣، ٤، .... فآي، أو ذات فتحات قطرية تَفْرُقْ فيما بينها بنصف فآي حيث يصبح الترتيب $\frac{1}{2}$، ١، ١$\frac{1}{2}$، ٢، ٢$\frac{1}{2}$، ٣، ٣$\frac{1}{2}$... فآي.

ولكن كثير من الدراسات العليا والأعمال البحثية المتقدمة يستوجب الأمر استخدام

التحديد (مم)	قطر الحبيبة (فآي Ø)	رتبة الحجم	
٢٠٤٨	١١-		
		كبير جدا	جلاميد
١٠٢٤	١٠-		
		كبير	جلاميد
٥١٢	٩-		
		متوسط	جلاميد
٢٥٦	٨-		
		صغير	جلاميد
١٢٨	٧-		
		كبير	حصى كبير
٦٤	٦-		
		صغير	حصى كبير
٣٢	٥-		
		خشن جدا	حصى صغير
١٦	٤-		
		خشن	حصى صغير
٨	٣-		
		متوسط	حصى صغير
٤	٢-		
		ناعم	حصى صغير
٢	١-		
		ناعم جدا	حصى صغير
١	صفر		
		خشن جدا	رمل
١/٢	١+ — ٥٠٠		
		خشن	رمل
١/٤	٢+ — ٢٥٠		
		متوسط	رمل
١/٨	٣+ — ١٢٥		
		ناعم	رمل
١/١٦	٤+ — ٦٢		
		ناعم جدا	رمل
١/٣٢	٥+ — ٣١		
		خشن جدا	غرين
١/٦٤	٦+ — ١٦		
		خشن	غرين
١/١٢٨	٧+ — ٨		
		متوسط	غرين
١/٢٥٦	٨+ — ٤		
		ناعم	غرين
١/٥١٢	٩+ — ٢		
		ناعم جدا	غرين
		طين	

زلط (حصباء) — وحل

١م — $١٠^{-١}$ — $١٠^{-٢}$ — $١٠^{-٣}$ — $١٠^{-٤}$ — $١٠^{-٥}$

شكل (٤). ترتيب تنازلي لسعة أقطار فتحات المناخل بمقياس كل من فآي والملليمترات.

مناخل ذات فتحات قطرية تفرق فيما بينها بربع فآي، فيصبح ترتيب المناخل $\frac{١}{٤}$، $\frac{١}{٢}$، $\frac{٣}{٤}$، ١، ١$\frac{١}{٤}$، ١$\frac{١}{٢}$، ١$\frac{٣}{٤}$، ٢، ٢$\frac{١}{٤}$، ٢$\frac{١}{٢}$، ٢$\frac{٣}{٤}$، ٣، .... فآي، وذلك للحصول على نتائج حجمية أكثر دِقَّة وأقرْب للحقيقة.

(ب) تؤخـذ عينة رمل معروفة الوزن (وليَكُنْ ٥٠ جرام) وتمرر خلال مجموعة المناخل المعروفة سِعَة فتحاتها.

(جـ) تثبت مجموعة المناخل المحتوية على عينة الرمل على الجهاز المختص وتُهز ميكانيكياً لمدة ما بين ١٥ ـ ٢٠ دقيقة.

(د) تفرغ بدقة الأحجام التي تستقبل في كل منخل على صفحة من الورق ثم توزن وتحسب النسبة المئوية لكل مجموعة من الوزن الكلي للعينة.

(هـ) تُدَوَّنْ هذه الأوزان المئوية ثم تحسب النسبة التجمعية لها كما في الجدول رقم (٣).

(و) يرسم المدرج التكراري (Histogram) والمنحنى التواتري (Frequency curve) والمنحنى التجمعي أو التراكمي (Cumulative curve) من هذه الأوزان (شكل ٥) ومن ثم تستخـرج مقاييس الحجم (Size parameters) لهذه العينة الرملية (راجع الحمـدان، ١٩٧٥م، ص ص ٥٤ ـ ٦٧ وفـولك Folk, 1974). ويتم تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي كالتالي:

تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي

لقد تطرق لهذا الموضوع بالتفصيل باحثين عدة، أمثال كل من:

Trask (1930), Krumbein (1934), Krumbein and Pettijohn (1938), Inman (1952), Folk and Ward (1957), Folk (1966 and 1974) والحمدان (١٩٧٥م).

ولقد أوضحت أبحاث البحَّاثة السابقين إلى أن هناك عدة طرق لإبراز نتائج التحليل الحجمي الحبيبي ولكن يعتمد استخدام إحدى هذه الطرق على طبيعة ونوعية غرض الـدراسـة، لذا يستلزم الأمر من الباحث معرفة كل الطرق حتى يتمكن من اختيار الأفضـل والأنسب لدراسته. وربما تعمل رسوم التحاليل الحجمية للحبيبات مبـاشرة باستخـدام وحدة المليمترات، وفي هذه الحالة تستعمل أوراق الرسم البياني المعروفة بالورق ذي التقسيم اللوغاريتمي الحسابي المنتظم (Logarithmic-base paper) أو في حالة استخدام وحدة الفاي يستعمل ورق الرسم البياني المسمى بالورق ذي التقسيم الحسـابي المنتـظم (Arithmetic-base paper) . وتعتبـر الحالة الثانية الأريح

رقم العينة *SAMPLE NO.: W76* — التاريخ *DATE: Dec. 2, 1994*

الوزن الأوّلي *INITIAL WEIGHT: 60.60 gm* — فترة النخل *SIEVING TIME: 15 Min*

الوزن النهائي *FINAL WEIGHT: 60.57 gm*

الخطأ *Error: 0.03 gm*

النسبة المئوية للخطأ *% Error: 0.05*

متوسط حجم الحبيبات *Mean M_z: 1.23 Medium sand* — رمل متوسط الخشونة

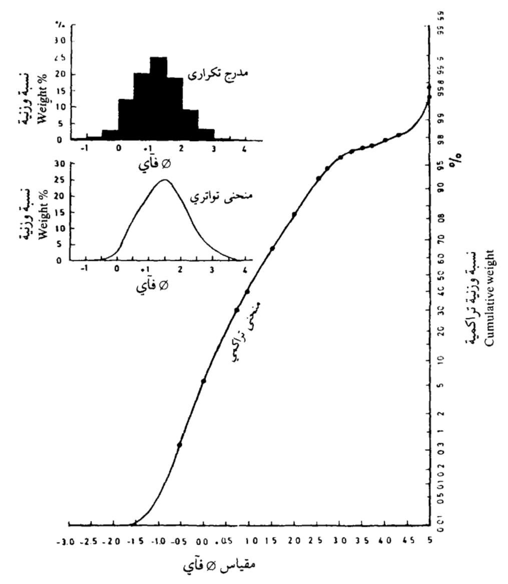
معامل التصنيف البياني الشامل σ_I: 0.85 Moderately sorted — تصنيف معتدل

معامل الحيود البياني الشامل *Sk_I: 0.01008 Fine Skewed* — حيود ناعم

معامل التفرطح البياني K_G: 0.998 Mesokuric — تفرطح عادي

النخل بوحدة فاي *Sieve (∅ units)*	الوزن بالجرامات *Weight in gms*	نسبة الوزن *Weight %*	الوزن المتراكم *Cumulative Wt.*	نسبة الوزن المتراكم *Cum. Wt. %*	ملاحظات *Remarks*
−2.00					
−1.50					
−1.00	0.025	0.04	0.025	0.04	
−0.50	0.375	0.62	0.40	0.66	
0.00	2.92	4.82	3.32	5.5	
0.50	8.75	14.4	12.07	19.9	
1.00	12.6	20.8	24.67	40.7	
1.50	15.08	24.9	39.75	65.6	
2.00	11.46	18.92	51.21	84.5	
2.50	5.13	8.5	56.34	93.0	
3.00	2.12	3.5	58.46	96.5	
3.50	0.71	1.18	59.17	97.64	
4.00	0.36	0.60	59.53	98.23	
طبق الاستقبال pan	1.04	1.72	60.57		

جدول ٣. نموذج تدوين التحليل الحجمي

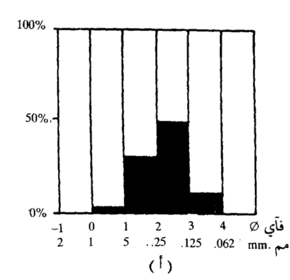


شكل (٥). تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي.

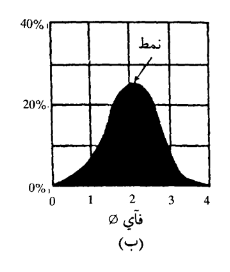
والأدق قراءة (Folk, 1974) ويمكن إيجاز طرق إظهار نتائج التحليل الحجمي الحبيبي والتي استفاض في شرحها كل من (Folk, 1974) والحمدان (١٩٧٥م)، وهي كما يلي:

(أ) المدَرَّج التكراري Histogram

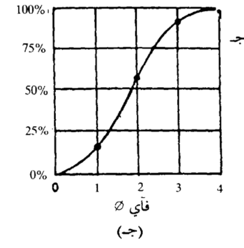
يتكون من عدة أعمدة متراصة بشكل مجاور (شكل ٦ أ) ويمثل كل عمود نسبة مئوية لحجم تدريجي تحتويه العينة المفحوصة. وبالرغم من أنه يسهل إعداد رسم المدَرَّج التكراري وأيضاً يعطي معلومات عامة عن خصائص الراسب إلا أنه لا يمكن



(أ)



(ب)



(جـ)

شكل ٦ . تمثيل التحليل الحجمي الحبيبي : بي
(أ) مُدَرَّج تكراري
(ب) منحنى تواتري
(جـ) منحنى تراكمي
(عن : Folk, 1974)

استخدامه في تحديد أي معاملات حجمية مثل معامل الحجم الحبيبي الوسيط أو معامل الحجم الحبيبي المتوسط أو معامل التصنيف أو . . . إلخ . ويجب أن ندرك أن شكل رسم المَدَرَّج التكراري يتأثر بنوعية اختيار الفترة الحجمية (Size interval) بين المناخل إذا كانت ربعية أو نصفية أو . . . إلخ . كما أنه ربما يظهر رسم مُدَرَّج تكراري آخر لو حللت نفس العينة باستعمال طقم مناخل أخرى . إلا أن هذه الطريقة تعطي صورة جيدة عن التوزيع الحجمي للرواسب المدونة على خريطة أو في قطاع طبقي حيث يسهل مقارنة جميع المدَرَّجات التكرارية بالنظر إليها فقط وهذا لايستدل عليه من النظر إلى رسوم المنحنيات التراكمية لنفس العيِّنات .

(ب) منحنى التواتر Frequency curve

يتشكل منحنى التواتر عندما نلطف أو نبتر أطراف أو زوايا مضلّعات المدرج التكراري (شكل ٦ ب) حيث نحصل على منحنى أملس يمر فوق تلك الأعمدة التكرارية. وبالرغم من عدم إمكانية قراءة أية معاملات حسابية حجمية من منحنى التواتر إلا أنه يعتبر أكثر دقة من المدرج التكراري لأن شكله لا يتأثر بالحدود غير العادية لأصناف الحجوم. ويمكن تصور شكل منحنى التواتر برسم إطار منحني شكل الجرس الذي يظهر بصورة مستمرة والتي تحل محل رسم الأعمدة التكرارية المتقطعة. ويوضح الشكل (٧أ، ب، جـ) أنواع المنحنيات التواترية النموذجية والتي تظهر عليها مواقع كل من النمط (Mode) والقطر الوسيط (Median) والحجم المتوسط (Mean size). ومن الشكل السابق يمكن تعريف النمط بأنه أعلى نقطة لرتبة حجمية تقع على قمة منحنى التكرار.

وبما أن شكل منحنى التواتر يعمل بصورة مستقلة عن الفترات المنخلية المستخدمة لذا فإنه يعكس صورة حجمية أفضل عن العينة من الصورة التي يبرزها المدرج التكراري.

(جـ) منحنى التراكم Cumulative curve

لقد بين الحمدان (١٩٧٥م) طريقة رسم منحنى التراكم حيث يتم بناؤه بطريقة تماثل بناء المدرج التكراري فيما عدا أن المضلعات العمودية توضع فوق بعضها وكل منها على الجانب الأيمن من الصنف الذي يسبقه حتى يصبح لدينا منحنى خطي كما في الشكل (٦ جـ). ويستلزم الأمر هنا أن يكون المقياس الرأسي ١٠٠٪ والمقياس الأفقي للحجم يكون إما بالمليمتر أو لوغاريتمي بوحدة الفاي. وعادة يأخذ منحنى التراكم للعينة المحللة شكل الحرف (S) بصورة تقريبية. ويجب أن يمر خط المنحنى من خلال جميع النقاط الحجمية التراكمية، والموقعة على ورقة الرسم البياني كما يجب عدم استعمال المنحنى الفرنسي (المطاطي) من أجل تمليس أو تعديل خط منحنى التراكم (Folk, 1974). وتعود فائدة رسم منحنى التراكم لعينة راسب ما، إلى إمكانية استخراج قِيَمْ جميع المعاملات الحجمية للحبيبات منه لتلك العينة، مثل معاملات القطر الوسيط (Median) والحجم المتوسط (Mean) والتصنيف (Sorting) ومقاييس الإنحراف

(Skewness) والتفـرطـح (Kurtosis). ويتم استخـراج المعاملات الحجمية باستخدام المعادلات الحسابية التي وضعها العالمان (Folk and Ward, 1957) وهي كما يلي:

١ ـ الحجم الحبيبي الوسيط Median grain size

وهـو الحـد الذي يفصل منتصف العينة عن الأخرى وهو يعادل ما يُقْرأ على المنحنى الـتراكمي عنـد نقـطة تقـاطـع النسبـة المئوية الخمسين (٥٠٪) مع منحنى التوزيع. (شكل ٦ جـ).

٢ ـ الحجم الحبيبي المتوسط Graphic mean

والذي يستخرج باستخدام المعادلة التالية:

$$M_z = \frac{\varnothing 16 + \varnothing 50 + \varnothing 84}{3}$$

٣ ـ معامل التصنيف البياني الشامل Inclusive graphic standard deviation

والذي يبين نوعية تصنيف العينة من خلال درجة تصنيف المواد المترسبة حول الحجم المتـوسط والتي يمكن منها معرفة اتجاه جميع الحبيبات سواء أكانت ذات رتبة حجمية حبيبية واحـدة أم أنها خليط من جميع الحجوم. وتستخدم المعادلة التالية في استخراج قيمة تصنيف حبيبات العينة المدروسة:

$$\sigma_I = \frac{\varnothing 84 - \varnothing 16}{4} + \frac{\varnothing 95 - \varnothing 5}{6.6}$$

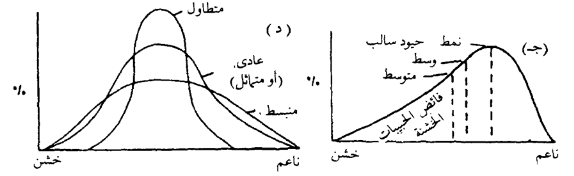
وعند استخراج قيمة التصنيف يمكن معرفة رتبة تصنيف العينة وذلك بمقارنتها بمقياس التصنيف الذي وضعه العالم (Folk, 1974).

σ_I under 0.35 ∅ = very well sorted	تصنيف جيّد جدًّا
0.35 – 0.50∅ = well sorted	تصنيف جيّد
0.50 – 0.71∅ = moderately well sorted	تصنيف جيّد بشكل معتدل
0.71 – 1.0∅ = moderately sorted	تصنيف معتدل
1.0 – 2.0∅ = poorly sorted	تصنيف رديء
2.0 – 4.0∅ =very poorly sorted	تصنيف رديء جدًّا
over 4.0∅ = extremely poorly sorted	تصنيف رديء للغاية

٤ ـ معامل الحيود (أو الانحراف) البياني الشامل Inclusive graphic skewness

ويشير هذا المعامل إلى الجانب الذي تشغله أغلبية حبيبات العينة من حيث الخشونة والنعومة ويظهر ذلك بوضوح من الشكل (٧ أ، ب، جـ). ويستخرج مقياس الحيود باستخدام المعادلة التالية:

$$SK_I = \frac{\varnothing 84 + \varnothing 16 - 2\varnothing 50}{2[\varnothing 84 - \varnothing 16]} + \frac{\varnothing 95 + \varnothing 5 - 2\varnothing 50}{2[\varnothing 95 - \varnothing 5]}$$



شكل (٧). «أ، ب، جـ»: منحنيات أنواع الحيود. (عن: Friedman and Sanders, 1978)
«د»: منحنيات أنواع التفرطح. (عن: Selley, 1976)

وعند استخراج قراءة مقياس حيود راسب ما، يمكن مقارنته بالقراءات التي وضعها العالم (Folk 1974) حتى يتم تحديد نوعية حيود تلك العينة وفي أيْ اتجاه:

SK_I from + 1.00 to + 0.30 strongly fine-skewed	حيود شديد النعومة
+ 0.30 to 0.10 fine-skewed	حيود ناعم
+ 0.10 to − 0.10 near-symmetrical	حيود متقارب التماثل
− 0.10 to − 0.30 coarse-skewed	حيود خشن

حيود شديد الخشونة — 0.30 to − 1.00 strongly coarse-skewed −

٥ ـ معامل التفرطح البياني Graphic kurtosis

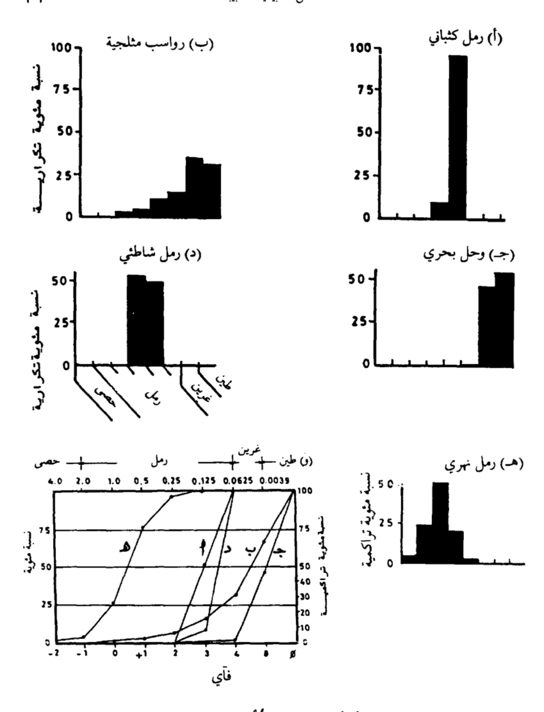
ويشير هذا المعامل إلى درجة تَقَمُّمْ منحنى التفرطح الناجم عن أغلبية رتب حجوم عينة الراسب. والمعادلة التي وضعها العالم فولك (Folk, 1974) لاستخراج هذا المقياس هي كالتالي:

$$K_G = \frac{\varnothing 95 - \varnothing 5}{2.44\,[\,\varnothing 75 - \varnothing 25\,]}$$

ويوضح الشكل (٧د) أنواع التفرطح الحجمي الحبيبي كما تظهر من المنحنيات التكرارية. وعند استخراج مقياس التفرطح من المنحنى التراكمي للعينة يمكن مقارنته بالمقاييس التي وضعها العالم (Folk, 1974) في هذا الشأن والتي تحدد لنا نوعية التوزيع التفرطحي لهذه العينة، وهو كالتالي:

تفرطح منبسط جدًّا	K_G Under 0.67 very platykurtic
تفرطح منبسط	0.67-0.90 platykurtic
تفرطح عادي	0.90-1.11 mesokurtic
تفرطح مرتفع	1.11-1.50 leptokurtic
تفرطح مرتفع جدًّا	1.50-3.00 very leptokurtic
تفرطح مرتفع للغاية	Over 3.00 extremely leptokurtic

وتعتبر النماذج التي أوضحها العالم (Selley, 1976) عن رسوم المُدْرَّجات التكرارية لعدة عينات مأخوذة من بيئات رسوبية مختلفة (شكل ٨ أ، ب، جـ، د، هـ) يمكن إرفاقها هنا لإعطاء الطالب فكرة عامة عن العلاقة الموجودة بين المُدَرَّج التكراري ونوعية البيئة الرسوبية المرتبطة به. كما يمكن إيضاح ذلك برسوم المنحنيات التراكمية (Cumulative curves) (شكل ٨ و) لنفس العينات التي استخدمها العالم سالي ودوَّن معطياتها الحجمية الحبيبية والبيئة الرسوبية ذات العلاقة في الجدول (٤). وتعكس رسومات المنحنيات التراكمية فائدة عظمى حيث يمكن عمل عدة منحنيات على ورقة



شكل ٨. (أ، ب، جـ، د، هـ) مُدَرَّجات تكرارية تُظْهر رتب حجمية لرواسب مختلفة من بيئات ترسيب مختلفة، (و) منحنيات تراكمية لنفس عينات المدرَّجات التكرارية.

(عن: Selley, 1976)

جدول (٤) . مُعْطِيَات حجمية حبيبية لرواسب حديثة مُجَدْوَلَة حسب النسبة الوزنية والنسبة التراكمية

حجـم الحبيبـة			عينة أ: رمل ريحي من كثبان		عينة ب: راسب مثلجي مجروف		عينة جـ: وحل بحري عميق		عينة د: رمل شاطئي		عينة هـ: رمل نهري	
المقياس	مم	فآي ∅	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية	نسبة وزنية	نسبة وزنية تراكمية
حَصِيَّـات	٤	٢ـ	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٧٩	٠,٧٩	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٣,٨٧	٣,٨٧
خشن جدًّا	٢	١ـ	٠,٠٠	٠,٠٠	١,١٠	١,٨٤	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٠٥	٠,٠٥	٢٢,٧٥	٢٦,٦٢
خشـن	١	٠	٠,٠٢	٠,٠٢	١,٦٦	٣,٥٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٠,٤٤	٠,٤٩	٥٠,٦٨	٧٧,٣٠
متوسـط	٠,٥	١	٩,٠٠	٩,٠٢	٣,٩٠	٧,٤٠	٠,٠٠	٠,٠٠	٥١,٨٩	٥٢,٣٨	٢٠,٢٤	٩٧,٥٤
ناعـم	٠,٢٥	٢	٩٠,٢٦	٩٠,٢٨	١٠,٦٥	١٨,٠٥	٠,٠٠	٠,٠٠	٤٧,٥٧	٩٩,٩٥	٢,٢٠	٩٩,٧٤
ناعم جدًّا	٠,١٢٥	٣	٠,٧٢	١٠٠,٠٠	١٣,٦٨	٣١,٧٣	١,٠٩	١,٠٩	٠,٠٧	١٠٠,٠٢	٠,٢٤	٩٩,٩٨
غـرين	٠,٠٦٢٥	٤	٠,٠٠	١٠٠,٠٠	٣٥,٤٧	٦٧,٢٦	٤٥,٨٧	٤٦,٩٦	٠,٠١	١٠٠,٠٣	٠,٠٢	١٠٠,٠٠
طيـن	٠,٠٠٣٩	٨	٠,٠٠	١٠٠,٠٠	٣٢,٧٣	١٠٠,٠٠	٥٣,٠٤	١٠٠,٠٠	٠,٠٠		٠,٠٠	
المجمـوع			١٠٠,٠٠		٩٩,٩٨		١٠٠,٠٠		١٠٠,٠٣		١٠٠,٠٠	

(عن: Selley, 1976)

بيانية واحدة، وفي نفس الوقت تظهر اختلافات التصنيف لهذه العينات بيسر ووضوح. وكلما اقترب المنحنى من الشكل الرأسي كلما عاد ذلك إلى تحسين التصنيف في هذه العينة، حيث تكون النسبة الرئيسة لهذا الراسب واقعة ضمن رتبة حجمية واحدة. أما النسب الخشنة والناعمة للعينة فإنها تشغل نهايتي المنحنى كما هو واضح من الشكل (٨ و).

وقد استفاد الباحثون:
Mason and Folk (1958); Stewart (1958); Friedman (1961, 1967); Hails (1967); Passega (1957, 1964); Moiola and Weiser (1968) من المعـامـلات الحجمية وتمييز بيئات رسوبية عديدة وذلك بواسطة التحليل الحجمي للحبيبات المأخوذة من رواسب حديثة وإظهار علاقة التغييرات الثنائية (Bivariant grain-size parameters) بين كل معاملين حجميين وذلك عندما توقع قيم نقاط كل معامل مقابل المعامل الآخر على ورقه رسم بياني؛ فمثلا ترسم قيم معامل الحجم المتوسط مقابل قيم معامل التصنيف أو قيم معامل التصنيف مقابل قيم مقياس الانحراف، أو قيم مقياس الانحراف مقابل قيم الحجم المتوسط... وهكذا. (انظر نماذج الأشكال في كل من: «Stewart (1958); Mason and Folk (1958); Friedman (1961, 1967); Moiola and Weiser (1968); Amaral and Pryor (1977); Moshrif (1980)».

كما استطاع العالم فيشر (Visher 1965, 1972) تحليل نتائج التوزيعات الحجمية كما تظهر من منحنيات تراكمية لعينـات فتـاتية حديثة وربطها بطرق النقل الثلاث الرئيسة، وهي التعلق والقفز والزحف أو التدحرج ويمكن مراجعة ذلك في الفصل الرابع.

ولقد تمكـن بعض الباحثـين أمثـال: Amaral and Pryor (1977) and Moshrif, (1980; 1989) من تطبيق هذه التحـاليل الحجمية الحبيبية ولكن على رواسب قديمـة واستطاعوا تمييز بيئات الترسيب للرواسب ذات العلاقة.

وحيث إن الـوضع هنا لايتسع للشرح المفصل عن التحليل الحجمي الحبيبي وغيرها من التمارين العملية في هذا المقرر فإن المؤلف يقوم حاليا بإعداد كتاب عملي لدراسة الرواسب والصخور الرسوبية وذلك لاستخدامه في تدريس عملي لهذه المادة

وتدريس عملي آخر لمادة الصخور الرسوبية، وإن شاء الله سيكون في متناول طالب العلم قريباً.

٣ ـ سرعة الاستقرار Settling velocity

تستخدم هذه الطريقة لفصل حجوم جسيمات حبيبات الرواسب الناعمة مثل الرمل الناعم، الغرين، الطين إذا اجتمعت سويا في عينة واحدة. توضع العينة المراد تحليل حجوم حبيباتها في أنبوب زجاجي (مخبر زجاجي) مليء بسائل (مثل الماء). فنجد أن رواسب العينة ستستقر في قاع الأنبوب متدرجة من حيث حجوم حبيباتها تنازلياً إلى الأعلى، أي أن الحجوم الرملية الكبيرة تستقر أولاً في قاع الأنبوب ثم تليها الحجوم الأصغر فالأصغر حتى تنتهي أخيراً بالطين في أعلى الأنبوب. وهناك طرق متعددة لقياس زمن وصول الحجوم المختلفة إلى نقطة الاستقرار وكمياتها. ولا يستلزم الأمر هنا شرحها ولكن باختصار يمكن القول إن هذه الطريقة تعتمد في إيضاحها على قانون ستوك (Stokes law) القائل بأن:

$$W = \left[\frac{(P_1 - P)g}{18\,\mu} \right] d^2$$

حيث W = سرعة الاستقرار (Settling velocity)

$(P_1 - P)$ = الفرق بين ثقل (Density difference) الحبيبة والسائل.

g = ازدياد سرعة الهبوط نتيجة للجاذبية.

μ = لزوجه السائل.

d = قطر الحبيبة أو الجسيم (Particle).

وحيث إن هذه الطريقة سريعة وصحيحة النتائج فقد أصبحت شائعة الاستعمال حالياً. ويمكن استعمالها أيضًا لقياس حجوم حبيبات الرواسب المحتوية على حبيبات من حجوم الرمل الخشن إلى الطين. ويستلزم الأمر هنا معرفة مدى تأثير شكل الحبيبة (Roundness and sphericity) بالإضافة إلى تأثير الاحتكاك السطحي للحبيبة على سرعة الاستقرار.

٤ ـ استخدام المجهر الإلكتروني أو الأشعة السينية

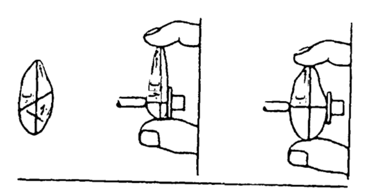
يقتصر استخدام هذه ألطريقة في معرفة حجوم الجسيمات الدقيقة (Particles)

مثل حجر الغرين (Siltstone) أو حجر الطين (Claystone) والتي يتعذر معرفة حجوم جسيمات كل منهما عن طريق استخدام طريقة المناخل. وهذه الطريقة ذات مستوى متقدم أعلى من مستوى هذا المقرر لذا لايلزم شرحها هنا.

شكل الحبيبة

الاستدارة والتكور

أجريت عدة محاولات للتعرف على شكل الحصى الصغير أو حبيبات الرواسب. ولتحديد شكل حبيبة صخرية ما، يجب معرفة استدارة (Roundness) وتكور (Sphericity) هذه الحبيبة. وقد وصفت أشكال الحبيبات أو الحصى الصغير (Pebbles) طبقاً لمنهاج وضعه العالم زِنْج (Zingg 1935) شكل (٩). ويعتمد هذا المنهاج على استخراج النسب فيما بين علاقة قياس كل من طول (Length) وعرض (Breadth) وسمك (Thickness) الحبيبة أو الحصى الصغير. ويمكن وصف هذه المقاييس بالمحاور أو الأقطار الثلاثة للحبيبة وهي كالتالي:



شكل ٩. المحاور أو الأقطار الثلاثة للحبيبة.

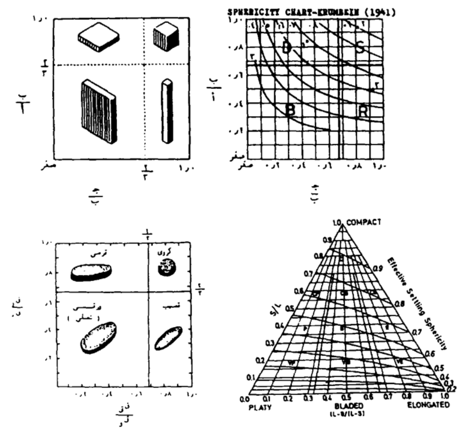
أ = القطر الأكبر ($Long\ diameter = d_L$) انظر شكل (٩).

ب = القطر الأوسط ($Intermediate\ diameter = d_I$)

جـ = القطر الأصغر ($Short\ diameter = d_S$)

ويمكن إيضاح منهاج التصنيف الذي وضعه العالم زنج (١٩٣٥) لدراسة أشكال الحبيبات أو الحصى الصغير عن طريق إيجاد العلاقة بين أقطار الحبيبة، $\frac{ب}{أ} = (\frac{d_I}{dL})$

و $\frac{جـ}{ب} = (\frac{d_s}{d_I})$. وقد تمكن زنج باستخدام العلاقة بين أقطار الحبيبة من إيجاد أربع رتب رئيسة لأشكال الحبيبات أو الحصى الصغير في الرواسب وهي كالتالي: (Classes)
كروية (Equant, Spherical) ، قرصية (Oblate, Disc و Tabular) ؛ ورقية ـ نصلية (Blade) أو قضيبية الشكل (Prolate, Rod, Roller) انظر الشكل (١٠) والجدول (٥) .



شكل ١٠ . منهاج تصنيف شكل الحبيبة برتبها الأربعة الذي وضعه زِنْج (١٩٣٥م) .

ويتحكم في شكل الحصى الصغير أو الحبيبة كلٌ من نوعية الصخر الأب للحبيبة والأحداث المتعاقبة تاريخياً التي تعرضت لها هذه الحبيبة . فمثلاً حبيبات صخور الشست (Schist) والاردواز (Slate) سوف تبدأ حياتها (بعد انفصالها من الصخر الأم) بأشكال رتب القرص (Disc, Tabular) أو الورق (Blade) ، بينما حبيبات الصخور ذات المعدن الواحد من الكوارتزيت (Quartzite) أكثر احتمالاً بأن تبدأ حياتها على شكل كرة

جدول (٥). يوضح العلاقة بين أقطار حبيبة ما وتحديد الرتب الأربعة للحبيبة.

(عن: Zingg, 1935)

الرتبـة	$\frac{ب}{أ} = (\frac{d_I}{d_L})$	$\frac{جـ}{ب} = (\frac{d_s}{d_I})$
كروية	أكبر من $\frac{٢}{٣}$	أكبر من $\frac{٢}{٣}$
قرصية	أكبر من $\frac{٢}{٣}$	أصغر من $\frac{٢}{٣}$
ورقية	أصغر من $\frac{٢}{٣}$	أصغر من $\frac{٢}{٣}$
قضيبية	أصغر من $\frac{٢}{٣}$	أكبر من $\frac{٢}{٣}$

(Sphere) أو تحت كروي (Subspherical) وكلما ابتعـدت الحبيبـات (أو الحصيات الصغرى) عن مصدرها صغرت أحجامها وأجدر بأن تصبح كروية أو ورقية الشكل حسب ما توصل إليه العالم ميال (Miall, 1970). وقد أجريت عدة محاولات لربط أشكال الحبيبات ببيئات الترسيب (Cailleux and Tricart 1959). وقد اقترح سامز (Sames, 1966) عدة خصـائص للتمييز بين حبيبـات البيئات النهرية (Fluvial environment) والشـاطئية القليلة العمق (Littoral zone) مستخـدمـاً مزيج من خاصية الاستـدارة والتكـور لهذه الحبيبـات. وقد خصصت هذه الدراسة على العينات الصخرية ذات المعدن الواحد من الظَّر (Chert) والكوارتزيت.

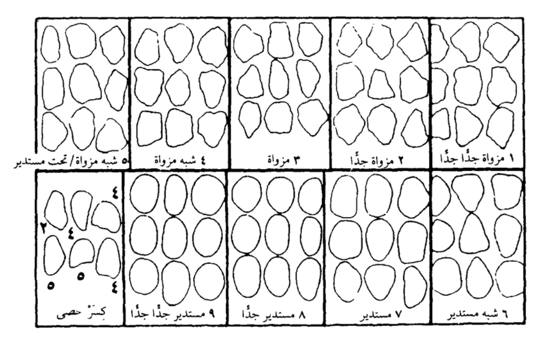
وحيث يصعب قياس المحاور الثلاثة (Long, Medium and Short) للحبيبات ذات الحجم الرملي، لذا فإن أشكالها تحدد بقياس معامل التكور (Coefficient of sphericity) وهو مقياس الدرجة التي تقترب منها الحبيبة إلى الشكل الكروي. وقد اقترح كل من (Sneed and Folk 1958; Wadell 1935) معاملات تكور متنوعة.

وكان اقتـراح سنيد وفـولك (١٩٥٨) يتضمن ربط العلاقتـين للمحاور $\frac{ق_{جـ}}{ق_{أ}} = (\frac{d_s}{d_L})$ و $\frac{ق_{أ} - ق_{ب}}{ق_{أ} - ق_{جـ}} = (\frac{d_L - d_I}{d_L - d_s})$ على شـكل مثلث (انظر الشكل ١٠) مقسم إلى عدة مساحات شكلية ومخطط بأقصى حد للتكور. ومن الملاحظ أن معظم محاور الشكل معتمدة على اندماج الأقطار الثلاثة الرئيسة للحبيبة. وقد تستعمل هذه العلاقة بين

المحاور لإيجاد خصائص أشكال حبيبات موجودة في بيئات ترسيبية مختلفة. وقد يعزى اختلاف أشكال الحبيبات إلى عامل المسافة الممتدة على طول النهر وفي اتجاه المصب.

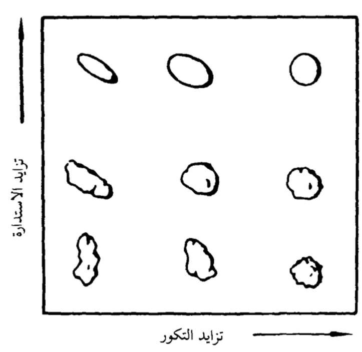
يتضح لنا من الشرح السابق أن التكور (Sphericity) عبارة عن مقياس الدرجة التي تقترب بها الحبيبة من الشكل الكروي. ولتحديد هذه الخاصية يجب إيجاد العلاقة النسبية بين المحاور الثلاثة الرئيسة للحبيبة.

ولا يمكن استخدام طريقة قياس العلاقة النسبية بين أطوال المحاور الثلاثة للحبيبات الرملية لإيجاد شكل هذه الحبيبات. ولكن يمكن تحديد أشكال حبيبات الرمل بالإشارة البصرية ومقارنة معامل التكور كما هو موضح في شكل (١١). ويؤدي هذا المقياس البصري إلى تحديد مدى اقتراب الحبيبة من شكل الاستدارة. وقد اقترحت عدة معاملات للتكور في (Sneed and Folk 1958; Wadell 1935).

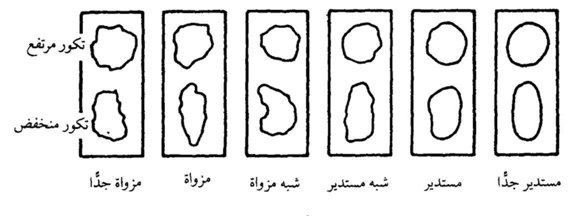


شكل (١١). مقياس بصري يحدد مدى اقتراب الحبيبة من شكل الاستدارة.

الخاصية الثانية لشكل الحبيبات هي استدارة الحبيبات وهي عبارة عن درجة انحناء أركان الحبيبة (شكل ١١، ١٤) وهذه مستقلة تمامًا عن خاصية تكور الحبيبة (شكل ١٢). ولقد عُرِّف مقياس الاستدارة (شكل ١٣) بواسطة (Russel and Taylor, 1937) وأيضا بواسطة (Powers, 1953). وقد أشارت عدة دراسات إلى أن تكور

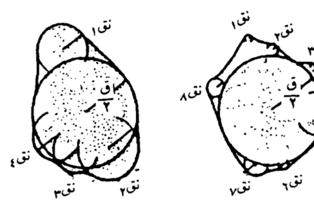


شكل (١٢) استقلالية استدارة الحبيبة عن تكورها
(عن : Selley 1976)



شكل (١٣). مقياس استدارة الحبيبات. (عن: Powers, 1953)

واستـدارة الرواسب تزداد كلما ابتعدت عن منطقة مصدرها (Laming, 1966) . وقد أجرى الباحث كونن عدة تجارب على تحتت (أو سحج) الحصى والرمل بواسطة طرق ريحية ومـائية متعـددة (Kuenen 1956 a, b, 1959; 1960) وأشـارت هذه الـدراسـات



شكل (١٤). طريقة تحديد استدارة الحبيبة عن طريق قياس معدل أنْصَاف أقطار منحنيات أركان الحبيبة مقسومة على نصف قطر دائرة الحبيبة. (عن: Pettijohn, 1975)

التجريبية إلى أن التغيير في درجة تحتت (أو سحج) شكل الحبيبات على طول مجرى الأنهار والسواحل يعود إلى التصنيف في الشكل كما هو الحال في الاستمرارية في التحتت. وقد أكدت هذه التجارب إلى أن النشاط الهوائي (أو الريحي) أكثر تكاملاً في تحقيق الاستدارة الميكانيكية للحبيبة من النقل المائي عبر نفس المسافة. ولكن هناك بعض المؤشرات المؤكدة بأن المحاليل الكيميائية تعمل بأهمية كعامل استدارة. وهذا مرئي من تزوى (Angularity) حبيبات الرمل الناعم جداً أو الغرين. وقد أكد ذلك الباحثان (Margolis and Krinsley, 1971) باستنتاجاتها أن الاستدارة الجيدة والمرئية عامة في حبيبات الرمل الريحي عائدة إلى تضافر أثر التحتت (السحج) في نفس الوقت مع ترسيب مادة السليكا على سطح الحبيبات.

وقد عرفت الاستدارة كمعدل أنْصَاف أقطار منعطفات (منحنيات) أركان الحبيبة مقسمة على نِصْف قطر أكبر دائرة للحبيبة (شكل ١٤). وقد استخدم مقياس الاستدارة على النحو التالي: مزواة، تحت مزواة، تحت مستدير، مستدير وكامل الاستدارة (شكل ١٣). وذلك حسب الصيغة التالية:

$$\text{استدارة الحبيبة} = \frac{\sum \text{نق}_1 + \text{نق}_2 + \text{نق}_3 + \ldots}{\frac{\tfrac{1}{2}\text{ق}}{\text{ن}}}$$

حيث نق = أنصاف أقطار المنعطفات الفردية.
ق = قطر أكبر دائرة للحبيبة.
ن = عدد منعطفات أو أركان الحبيبة.

ومن المعروف أن معظم الاستدارة تتحقق أثناء انتقال الحبيبة عبر الكيلومترات القليلة الأولى، لذا نلاحظ أن الزلط المزوي أو تحت المزوي لايمكن نقله عبر أكثر من كيلومترين ولا يزيد على ٢٤ كيلومترًا بواسطة النهر (Pettijohn 1975) هذا بالإضافة إلى أن رواسب الزلط الموجودة في الأماكن البعيدة من المصدر لاتظهر استدارتها مما ينجم عن هذا محدودية الاستفادة منها كمؤشر أو كدليل على تدفق التيار القديم.

كما أظهرت جميع التحاليل الحقلية والمخبرية أن استدارة الرمل تحدث من خلال عمليات بطيئة جداً ولا تشبه عمليات استدارة الزلط. كما أثبت بالتجربة (Kuenen, 1960) أن نشاط النقل الريحي (الهوائي) أكثر العوامل تأثيرًا على استدارة الرمل من النقل المائي عبر نفس المسافة. لذا نجد أن استنتاج كونن ينص على أن النقل النهري عديم التأثير على استدارة الكوارتز أو الفلسبار. وربما كان نشاط نقل الشاطىء أكثر تأثيراً في الاستدارة ولكن عمومًا لا يعتقد بأنه شديد الفعالية على معدل الاستدارة في الرمال. ويعتبر النشاط الهوائي عبارة عن تحتت ميكانيكي محكم للرمل حتى حجم ١,٠مم قطرى، وهذا النشاط يصبح صفراً عندما تصل حبة الرمل إلى أقل من ٠٥,٠مم. لذا تعتبر في معظم الأوقات استدارة رمل الكوارتز مؤشر واضح للنقل الهوائي في تاريخ الحبيبة. ولقد أشار كل من (Russell and Taylor, 1937) إلى أن الأنهار لا تقوم باستدارة الرمل ولكن التناقص الملحوظ في حجم الحبيبات ناتج عن التكسر المتتابع للحبيبات أثناء سير الانتقال. ويجب أن نتذكر أن استدارة رمل الكوارتز عندما تكتسب لا تفقد. هذا بالإضافة إلى أن رمل الكوارتز عامة معرض لأكثر من دورة ترسيب. لذا فإن الاستدارة الملحوظة لأي من الرواسب ربما تكون موروثة من فترات النقل المبكرة. وبالمثل ينطبق هذا على حصى الكوارتزيت وعروق الكوارتز.

النسيج السطحي للحبيبات Surface Textures

تشير الأنسجة السطحية للحبيبات إلى ما يظهر على سطح حبيبة الرمل من علامات دقيقة وهذه تكون مستقلة في تكوينها عن حجم وشكل (أو تكور) واستدارة الحبيبة. وعامة تشتمل هذه العلامات على خاصية كل من التثلج (التصقع) والخطوط والخدوش والتضاريس وما أشبه ذلك.

ويمكن رؤية بعض هذه العلامات بالعين المباشرة والبعض تحتاج إلى مجهر وفي كثير من الأحيان تحتاج إلى مجهر ماسح إلكتروني لرؤيتها وفحصها بوضوح. ويعتقد أن كثيراً من هذه العلامات تمثل أهمية تكوينية (Krinsley *et al.*, 1973). فمثلا ظهور خاصية التثلج على سطح حبيبة رمل عائد إلى نشاط هوائي (أو ريحي)، كذلك ظهور خطوط مستقيمة ومنظمة على سطح حبيبة رمل أو جلاميد أو حصى تدل على تعرض هذه الحبيبات إلى زحف جليدى أو بيئة جليدية.

كما أن حبة الرمل أو الحصى قد ترث شكلها (أو تكورها) واستدارتها من رواسب سابقة (أو مبكرة) ومن أصول مختلفة كذلك الحال بالنسبة للفتات أو الحبيبة فقد ترث علامات الأنسجة السطحية التي تحملها. ولكن يتطلب قليل من عمليات التحتت أو النقل لكي تعمل على تغيير هذه التفاصيل السطحية إذا ما قورنت بالحاجة الكبيرة لهذه العوامل لتقوم بتغيير استدارة أو تكور أو حجم الحبيبة. لذا نجد أنه من السهل محي أو إزالة العلامات السطحية لحبيبة أو فتاتة ما.

إن الأنسجة السطحية للحبيبات متنوعة ولكن يمكن إجمالها في مجموعتين: تظهر حبيبات المجموعة الأولى بشكل معتم أو مطفية أو ثلجية السطح. هذه الخواص تشير إلى البريق السطحي للحبيبة، والتي تدل على انتظام في انعكاس الضوء من على سطح الحبيبة. إن تناثر أو تبعثر الضوء من على سطح الحبيبة ينتج عنه بريق معتم أو مطفي. كما أن انطفاء أو عتمة سطح الحبيبة ربما يحدث نتيجة للعمليات الميكانيكية التي تسبب في بَرْى أو تآكل سطح الحبيبة وخاصة إذا كان عامل التحتت حبيبات ناعمة. وهذا يتمثل في إظهار سطح الحبيبات بالعتمة أو الانطفاء إذا تعرضت لحتّ هوائي (أو ريحي) مثل حبيبات منكشفات الكوارتزيت وفتات الوجْهُريحيات (Ventifacts) ومن المحتمل

أيضـا أن عتمـة أو انـطفـاء الحبيبـة يكـون نتيجـة تغلف (تَكَسٍّ) سطحها بِالدُّهْن الصحراوي (Desert varnish) .

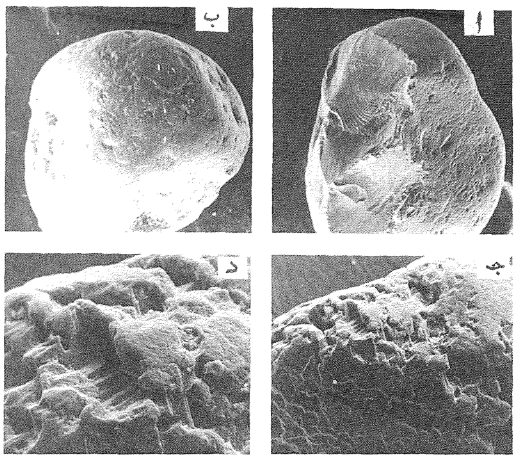
إن تعـرض الحبيبـة لعمليات الاختزال والأكسدة في البيئة الصحراوية وتحت شمس الصحـراء ينتـج عنـه تصاعد محلول السليكا من داخل الحبيبة وترسب هذه المحاليل على سطح الحبيبة مما يعطي الحبيبة بريقًا مطفيًا أو مثلجًا.

تشتمل المجموعة الثانية على علامات تحتويها أسطح حبيبات الحصى والجلاميد وهـذه العلامات عبارة عن خطوط منتظمة، وخدوش، وحُفَر، وغيرها من علامات التضاريس. وتتكون الخطوط المستقيمة والمنتظمة والموجودة على سطح حبيبات الحصى نتيجة نشاط الزحف الجليدي، وربما تدل الخدوش الهلالية على سطح حبيبات الحصى والكوارتزيت على تعرض هذه الحبيبات لتيارات نهرية ذات سرعة عالية.

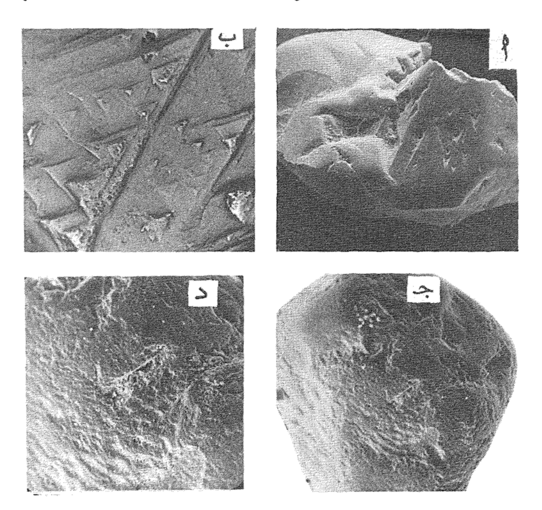
يحتوي كثير من الحبيبات على حفر سطحية وهذه ربما تكونت نتيجة تآكل أجزاء من أسطح الحبيبات بسبب تنوع في محلول تكوين الصخر غير المتجانس. إن خشونة حبيبات الصخر الناري تختص بإظهار حُفر وعلامات سطحية بينما في الصخور الناعمة مثل الكوارتزيت، الشيرت (الظِّر) وأحجار الجير، تكون علامات التآكل أكثر نعومة حتى ولو كانت هذه الأحجار ذات حبيبات خشنة ويعود هذا إلى نوعية وتجانس مكونات الصخر.

تساعد دراسة أسطح الحبيبات تحت المجهر الماسح الإلكتروني على رؤية أنواع كثيرة من تآكل النسيج السطحي لهذه الحبيبات. من بين هذه العلامات الحُفَر التي تأخذ شكل الرقم (٧). ويزداد وجود هذا النوع من الحُفَر طرديًا بزيادة اضطراب في الأمواج البحرية وأن الاضطراب المتزايد في تيار العكر يساعد على كثرة وجود هذه العلامات على أسطح حبيبات الرمل من رواسب العكر، كذلك تكسر الحبيبات الرملية إذا تعرضت إلى ضغط الزحف الجليدي ويكون مكسرها غير منتظم أو محاري الشكل. بينما أسطح حبيبات الكثبان الرملية تكون محتوية على حُفَر بهيئة أطباق مقلوبة إلى أعلى، وحـادة ومنتـظمـة إلى حد ما ومرتبة بشكل موازٍ بعضها البعض وتظهر بمظهر مُثَلَّجْ ومعتم. إن هذه الأسـطح تنـاقض الأسـطح الـلامعـة لحبيبـات رواسب الأنهار والشواطيء. إن كثيرًا من الحُفَر الموجودة على كثير من أسطح حبيبات الرمل والمرئية تحت المجهـر الماسـح الإلكتـروني تكونـت نتيجة تأثيـر المحاليـل على أسطـح حبيبـات

الكوارتز مثلاً ويشار إليها بحَفْر المحاليل أو شقوق المحاليل والتي تكونت بسبب التآكل الكيميائي على امتداد مستويات المكسر المعدني لهذه الحبيبات. (انظر نماذج النسيج السطحي لبعض حبات رمل البياض والوسيع، شكلا ١٥، ١٦).



شكل (١٥). نسيج سطحي لحبات رمل من متكوني البياض والوسيع كما تظهر تحت المجهر الماسح الإلكتروني. لاحظ في (أ) سطح معتم أو مطفي مع كثير من الحُفَرْ والخدوش وحواف حادة ومكسر محاري ولكن سطح ناعم حول الأطراف (مكبرة ٩٥ مرة)، (ب) سطح صقيعي أو ثلجي مع عدة خدوش ونعومة عند حافة الحبيبة. كِلا السطحين (أ، ب) يعكس تأثير الرياح في حبات الرمل المترسب في بيئة صحراوية (مكبرة ٩٥ مرة)، (جـ) تضاريس غير منتظمة مع حُفَر بشكل رقم (٧) وسلالم في أعلى اليسار (مكبرة ١٣٠ مرة)، (د) إيضاح لمنطقة السلالم مأخوذة من (جـ)؛ (مكبرة ٢٣٥ مرة) وهذا النوع من النسيج ينتج من تأثير تيارات نهرية مرسبة لهذه الحبيبات.
(عن: Moshrif, 1978)



شكل (١٦). نسيج سطحي لحبات رمل من متكوني البياض والوسيع كما تظهر تحت المجهر الماسح الالكتروني. لاحظ في (أ) علامات الرقم (٧) بشكل متعمق (مكبرة ١٣٠ مرة)، (ب) علامات الرقم (٧) بشكل بارز تظهر بشكل مثلث (مكبرة ١٧٠٠ مرة) وتدل كِلا الحالتين على ترسيب نهري لهذه الرواسب ومدى تأثير عملية النشأة المابعدية في هذه الرواسب، (جـ) سطح ثلجي مع كثير من الـحُفَر والتآكلات السطحية (مكبرة ٧ مرة) كما هي موضحة في (د)، (مكبرة ٦٧٠ مرة) تنتج هذه الحُفَر من تأثير عملية النشــأة المــابعـديـة مشكلة نسيج ناعم منتظم حيث تشير هذه العلامات إلى بيئة صحراوية أو ريحية. (عن: Moshrif, 1978)

لاشك أن دراسة علامات النسيج السطحي للكثير من الحبيبات تعكس أصل وتاريخ هذه الحبيبات ولكن انتقال الحبيبات من الشاطيء إلى الكثبان وبالعكس أو

تعرض هذه الحبيبات إلى أكثر من دورة ترسيب وتصخر، لذا فإن دراسة أسطح مثل هذه الحبيبات تحت المجهر الماسح الالكتروني ربما تعطي صورة معقدة تاريخيًا لهذه الحبيبات أثناء عمليات التصخر والتي تتخللها أنواع متعددة من التغييرات الكيميائية، وأن العلامات السطحية القديمة (أو السابقة) ربما تُمحَى (تُبرَى) وتحل محلها علامات سطحية جديدة. لذا فإن إعادة تكوين تاريخ حبيبة ما من دراسة علاماتها السطحية يعطي فكرة ظاهرية فقط. ولا يعتمد عليها بمفردها في معرفة بيئة الترسيب (Moshrif, 1978).

لقد عرف الباحثون Krinsley and Doornskamp (1973); Krinsley and Funnell (1965); Krinsley and Cavallero (1970) كثيراً من علامات التآكل السطحي للحبيبة والتي تكونت نتيجة تعرض الحبيبة لعمليات بيئية متنوعة مثل البيئات المائية (نهرية، بحرية) ثلجية، وريحية (هوائية) أو صحراوية. وحيث إن الحبيبات في المنكشفات والتحت سطحية في المناطق المدارية (Tropics) تكون علامات التآكل السطحية فيها عرضة للتغير بواسطة المحاليل أو بواسطة اللحام الثانوي الكوارتزي فإن أنسجة السطح لحبيبات كوارتز قديم العمر تعطي أو تكشف بشكل قليل عن تاريخ ترسيبها أو قد لا تدل أبداً على هذا التاريخ (Selley, 1976, 1994).

الطراز Fabric

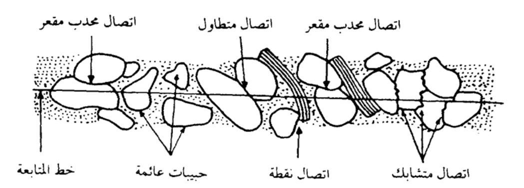
إن الهدف الرئيس لدراسة طراز الرواسب الفتاتية هو إعادة بناء اتجاه التيار السائد أثناء فترة ترسيب الرواسب، هذا بالاضافة إلى أن الطراز يلعب دورًا مهمًا في الخصائص الطبيعية للصخور مثل انتقال وتوصيل كل من الحرارة، والتيار الكهربائي والسوائل والذبذبات الصوتية بين أجزاء الصخر، ويقصد بطراز الصخر طبيعة ترتيب وضع الفراغات الداخلية للصخر وكيفية توجيه مكونات الصخر. إن عناصر الطراز لأي صخر رسوبي قد تكون بلورة مفردة أو حصى أو حبة رمل أو أحفورة صدفية أو أي من المكونات الجزئية الأخرى.

من حيث النشأة يوجد نوعان من الطراز. طراز التشوه وطراز بناء الإضافة. يتكون طراز التشوه (Deformational fabric) نتيجة الضغط الخارجي على الصخر

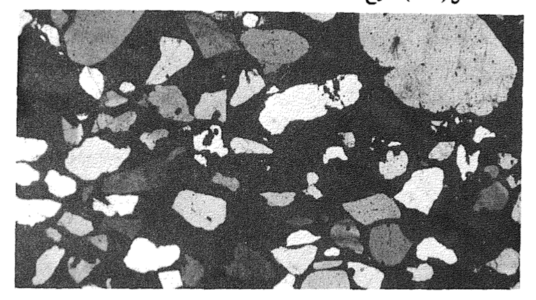
والـذي ينتـج عنه إدارة أو تحريك عناصر مكونات الصخر تحت الضغط وربما تنمو عناصر جديدة موجهة بواسطة هذا الضغط. هذا النوع من الطراز يتمثل بصورة جيدة في الصخور المتحولة. أما طراز بناء الإضافة (Apposition fabric) فيتكون أثناء فترة ترسيب مكونات الصخر ويشار إليه بالطراز الأولي (Primary fabric) وهذا النوع من الطراز هو ما تحتويه الصخور الرسوبية بالرغم من أن خاصية تراص أو تماسك الصخور الرسوبية مصحوبة بانخفاض في المسامية حيث تشكل ظاهرة تشوه، وهذه تغير الطراز الأوَّلي. هذا التشوه ربما حدث نتيجة خاصية الالتحام أو السمنته المبكرة. والمراحل المتعـددة لهذه العمليـة ربما سجلت في بعـض الدرنـات (Concretions) الصخرية (Oertal & Curtis, 1972) . وقد سجل طراز بناء الإضافة أو الطراز الأولي تجـاوبًا أو رد فعل (كالمحاور الطويلة للحبيبات) مع نطاق القوة، مثل القوة المغناطيسية الأرضية أو النطاق المغناطيسي. وتميل معظم القطع غير الكروية إلى أن تستقر أو (تنبسط) على وضعها الأكثر ثباتًا بحيث تكون أبعادها الطويلة موازية لسطح الترسيب وهذا نتيجة ردود فعلها مع قوى الجاذبية. ولكن قد تتغير أوضاع هذه العناصر تحت تأثير تدفق السوائل وربما تعيد ترتيبها أو توجيهها استجابة لهذه الحركة.

التعبئة Packing

تتم عملية التعبئة عن طريق كيفية ترتيب عناصر أو مكونات الصخر والتي يكون فيها كل عنصر مُسْنَدًا ومثبتًا في مكانه داخل نطاق الجاذبية الأرضية بواسطة مماس (Tangential) أو نقـطة اتصال مع العناصر المجاورة (Graton and Fraser, 1935) . وتبرز أهمية دراسة التعبئة لعدة أسباب؛ منها أن التعبئة المتقاربة تؤدي إلى انخفاض في كل من حجم الفراغ وأبعاد الفراغات ومن ثم تشكل أهمية في تغيير كل من مسامية ونفـاذية الصخر. كما أن التعبئة المفككة لها تأثير عكسي. وبالرغم من أن الاتصال المبدئي بين الحبيبات يكون بمثابة مماس (أو اتصال نقطة: Tangential contact) لكن هذه الاتصالات سرعان ما تتغير بواسطة حركة السوائل الجوفية، مما يؤدي إلى تقارب نقاط الاتصال بين الحبيبات ومما ينتج عنه اتصالات متعددة بين الحبيبات مثل اتصال متطاول (Long contact) ، اتصال مقعر ـ محدب (Concavo-convex contact) واتصال متشابك (Sutured contact) ، (شكل ١٧أ، ب، جـ).



شكل (١٧ أ). أنواع الاتصالات المختلفة بين الحبيبات. (عن: Pettijohn, 1975)



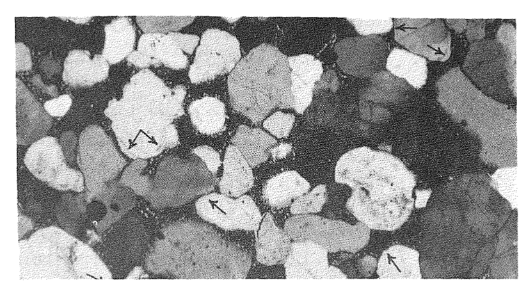
شكل (١٧ب). اتصال نقطة بين حبات الرمل كما تظهر تحت المجهر في حجر رمل متكون الوسيع/ خشم الحلال شرق مدينة الرياض. (عن: Moshrif, 1980)

النفاذية Permeability

تعرَّف نفاذية الصخر بمقدرة السائل أو الغاز على الحركة أو التدفق داخل الصخر المسامي. ويتحكم في النفاذية عدة متغيرات (أو عوامل). وهذه المتغيرات تشتمل على:

١ ـ المسامية المؤثرة للصخر.

٢ ـ مقاسات أبعاد الفراغات (من حيث سِعَتْها).



شكل (١٧ جـ). اتصال متطاول (أو مستقيم) واتصال محدب مقعر كما يظهر تحت المجهر في حجر رمل البياض/ جبل المياه شرق مدينة الرياض. يشير السهم إلى الحد الفاصل بين السليكا الأولية والسليكا الثانوية. (عن: Moshrif, 1980)

٣ ـ أبعاد الممرات بين الفراغات.

٤ ـ قوة الجاذبية الشعرية بين الصخر والسائل المتدفق.

٥ ـ لزوجة السائب ومعدل الضغط.

ويتم الحصول على نفاذية صخر ما باستخدام قانون دارسي (Darcy's Law) الذي ينص على أن نفاذية صخر مسامي يمكن التعبير عنها بمعرفة كمية السائل Q سم^{3}/ثانية، المتدفق خلال مساحة قطاع عرضي معطى C (سم^{2}) وعبر طول القطاع L (بوحدة السنتمتر). وتنسب كمية الفرق في الضغط بين الغلافين الجوي والأرضي (ويرمز له بالحرف P) إلى التناسب العكسي مع لزوجة السائل (Fluid viscosity = V) مستخدمين وحدة سنتبويزز (Centipoises). ويعبر عن قانون دارسي بالمعادلة التالية:

$$Q = K \frac{CP}{VL}$$

حيث K هي النفاذية المراد استخراجها. ولقد دلت نتائج بحث (Krumbein and Monk, 1942) على أن النفاذية تتناسب طرديًا مع حجم الحبيبات لنفس الصخر أي

تزداد النفـاذية بزيادة حجم الحبيبات. كما دلَّ البحث نفسه على أن النفاذية تختلف باختلاف مربع الحجم المتوسط (Mean size) وبشكل عكسي مع لوغاريتم معامل التصنيف.

كما أن شكـل الحبيبات (تكورها) يؤثر على النفاذية بحيث إن حبيبات الرمل المنخفضة التكور تميل إلى أن تكون مساميتها مرتفعة وتعبئتها مفككة ومن ثم تزداد نفاذيتها.

وتعتمد أيضًا نفاذيـة صخر ما على تعبئة أو ترتيب وترابـط حبيبـات الصخـر. لأن أي تغيـر في التعبئـة لكي تزيـد من المسامية سـوف يصحبـها زيـادة في النفاذيـة (Von Engelhardt and Pitter, 1951).

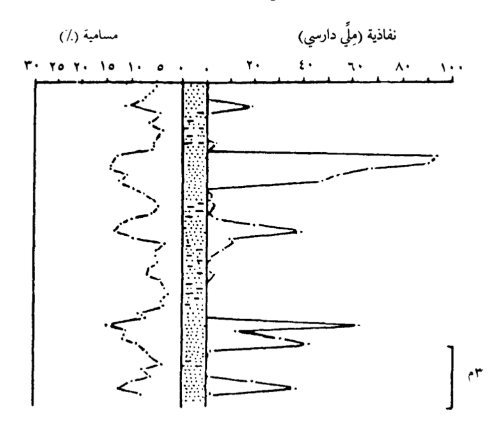
نظريًّا، النفـاذية مستقلة عن المسامية بالرغم من أن الصخر المصمت (عديم المسامية Nonporous) أيضًا يكون غير منفذ (Nonpermeable) إلا أنه إذا كان الصخر عالي المسـامية ليس من الضروري أن يكون منفذًا. فمثلاً الصخور ذات الحبيبات الناعمة فهي عالية المسامية إلا أنها منخفضة النفاذية (جدول ٦ وشكل ١٨). ولقد درست العلاقة بين كل من المسامية والنفاذية وحجم الحبيبة من قِبَلْ العديد من العلماء.

جدول (٦). مقياس النفاذية في أنواع مختلفة من الرواسب غير الملتحمة النفاذية (مقاسة بالدّارسي).

10^{5} 10^{4} 10^{3} 10^{2} 10^{1} $10^{\text{صفر}}$ 10^{-1} 10^{-2} 10^{-3} 10^{-4} 10^{-5}

مواد	زلط نظيف	رمل نظيف، خليط من الرمل والزلط.	رمل ناعم جدًا، غرين، خليط من الرمـل، الغـرين والطين، رواسب الثلاجات، طين طبقي إلخ...	طين عديم التجوية.
خصائص الجريان (الانسياب).	مخازن جيدة النفاذية.		مخازن رديئة النفاذية.	عديم النفاذية (مصمت).

وبعد اكتشاف العالم دارسي (H. d'Arcy) هذه العلاقة في عام ١٨٥٦م أصبح يعبَّر عن معامل النفاذية بوحدة دارسي. فمثلا لو قلنا إن رملاً ما له واحد دارسي من النفـاذية فهـذا يعني أن هذا الـرمل يعطي ١ سم^{3} من تدفق السائل المحتوى عليه



شكل (١٨). مدى العلاقة بين النفاذية والمسامية في حجر الرمل والطين. (عن: Selley, 1976)

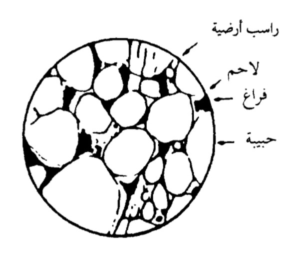
وبلزوجة ١ سِنْتبويزْ (1 Centipoise) في الثانية خلال ١ سم٢ لقطاع عرضي وتحت ضغط جوي (1 atmosphere) لكل ١ سم طول، والرمال الحديثة تحتوي ما بين ١٠ - ١٠٠ دارسي. وإذا كانت نفاذية صخر أقل من واحد دارسي فإنه يعبَّر عنه بالمِلِّيدارسي (One Darcy = 1000 millidarcy).

المسامية Porosity

بينما يظهر الجيولوجيون اهتمامهم بدراسة الصخور فإن الجيولوجي التطبيقي يعطي كل اهتمامه لدراسة ومعاينة الثغور والفراغات داخل الصخور. ويطلق على دراسة الفراغات الصخرية معرفة طبيعة الصخر (Archie 1950) من خلال دراسة الخصائص الطبيعية للمسامات. وتتلخص هذه الخصائص في الوصف التفصيلي لكل من حجم الفراغات وأبعادها ونوعيتها وأصل نشأتها. وتكون دراسة الفراغات الموجودة

داخل الصخور مهمة جدًّا إذا أردنا البحث عن الزيت والغاز الطبيعي والمياه الجوفية وأيضا في التوصل لمعرفة أماكن حواجز النفاذية القطرية والتي تتحكم في مكامن وترسيب معادن الخامات منخفضة الحرارة. كما أن هذه الدراسة ضرورية إذا أردنا تخزين الغاز في أعماق الأرض أو أردنا تصريف السوائل عديمة الفائدة في جوف الأرض.

وكما هو معروف لدينا أن الصخر الرسوبي يتكون من حبيبات (Grains) وراسب أرضية (Matrix) ومادة لاحمة (Cement) وفراغات (Pores) (شكل ١٩). والحبيبات عبارة عن جسيمات فتاتية والتي تشكل الجزء الأكبر من إطار الرواسب. وراسب الأرضية عبارة عن حتات أو فتات الصخور التي ترسبت مع الحبيبات، فمثلاً عامة تكون مادة راسب أرضية صخور المُدَمْلَكَات من الرمل وربما تكون مادة راسب أرضية أحجار الرمل من الغرين والطين. واللحام (أو المادة اللاحمة) عبارة عن نمو معدن ما بعد انتهاء عملية الترسيب ويتم ذلك في فراغات الرواسب. لذا تُعرَّفْ الفراغات بالثقوب الفارغة والتي لم تشغل بالحبيبات أو مادة راسب الأرضية أو اللحام ولكن يمكن لهذه الفراغات أن تكون مليئة بالغازات كالنيتروجين وثاني أكسيد الكربون أو غازات الكاربوهيدرون مثل الميثان. وأيضًا يمكن للفراغات أن تكون مشغولة بالسوائل (مثل النفط والمياه). وربما تحتوي الفراغات على كِلا الاثنين معًا (الغاز والسائل) وذلك في حالات متماثلة من الحرارة والضغط.



شكل (١٩). مقطع في صخر رسوبي يحتوي على حبيبات، راسب أرضية، مادة لاحمة وفراغات.
(عن: Selley, 1976, 1994)

إن طبيعة الرواسب الفتاتية واحتوائها على نسبة متوسطة إلى عالية من الفراغات تجعلها تختلف عن الصخور المتبلورة والتي تعتبر عديمة الفراغات. ويعزى وجود الفراغات في الرواسب الفتاتية إلى أن اتصال عناصر المكونات الفتاتية ببعضها البعض عبارة عن اتصال نقطة تماس (Tangential contact) وليس اتصال متقارب ومتكامل. هذا النظام من الفراغات يشكل ممرات قنوية لتمرير السوائب خلال الصخور وأيضا يساعد على تخزين السوائل والغاز.

إن طرق قياس حجم الفراغات ومقدرة الصخر على التخزين دُرست ووُصِفت في أبحاث كل من: Müller (1967), Curtis (1971), Von Engelhardt (1960).

وتعرَّف مسامية صخر ما بالمعادلة التالية:

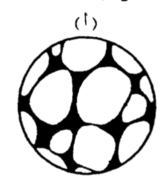
$$\text{المسامية} = \frac{\text{الحجم الكلي للفراغات}}{\text{حجم عينة الصخر}} \times ١٠٠$$

أي أن المسامية تحسب بأخذ النسبة الموجودة بين المجموع الكلي للفراغات إلى مجموع حجم عينة الصخر مضروبة في مائة لكي تعطي النسبة المئوية للمسامية. وتكون نسبة المسامية صِفْرًا في عينة الشيرت (حجر الصوان أو الظر) غير المتشقق بينما تكون ١٠٠٪ إذا أُخِذَتْ العينة من مغارة أو كهف. وبشكل مثالي تتراوح كمية المسامية في الرواسب بين ٥ ـ ٢٥٪، ولكن عندما تصل نسبة المسامية في الصخر بين ٢٥ ـ ٣٥٪ فهذه نسبة ممتازة إذا وجدت في مستودع المياه وفي خزان النفط.

هنـاك تمييز مهم يجب أن ندركـه بين المسامية الكلية لصخر ما وبين مساميته الفعَّالة أو المؤثرة. إن المسامية المؤثرة أو الفعَّالة (Effective porosity) عبارة عن كمية الفراغات المتصلة ببعضها البعض والمتوفرة في الصخر. ومن حيث الأهمية الاقتصادية فإن المسامية المؤثرة هي التي تؤخذ في الحسبان من حيث قياس كمية المسامية في الصخر. كذلك فإن المسامية الفعَّالة هي التي تعطي الصخر خاصية النفاذية (Permeability). انظر (Blatt et al. 1980) لمعلومات أكثر عن المسامية والنفاذية. كما تعطي المراجع التالية طرق قياس كل من المسامية والنفاذية: Curtis (1971), pp. 335-364, Müller (1967a), Selley (1982).

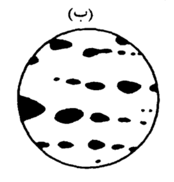
إن كُلًّا من حجم الحبيبة وشكلها (تكورها) وتصنيفها وتعبئتها (ترابطها)، يؤثر على معامل النفاذية للرمل غير المتماسك (Pettijohn 1975). شكل (٢٠) يوضح مفهوم العلاقة بين كل من المسامية المؤثرة والنفاذية في أنواع مختلفة من الصخور.

(أ)



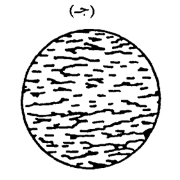
رمل غير مسمنت وخالي من راسب الأرضية أدى ذلك إلى ارتفاع في نسبة المسامية والنفاذية مثال أنموذجي: كمستودع مياه أو كخزان هيدروكربون.

(ب)



لابة حويصلية ذات فجوات متناثرة ومتباعدة تعكس مسامية عالية، ولكن ذات مسامية فعّالة منخفضة، ونفاذية منخفضة.

(جـ)



حجر طين يظهر مسامية متوسطة ولكن بسبب انخفاض الجاذبية الشعيرية لضيق الممرات بين الفراغات أدى ذلك إلى انخفاض في نفاذية الصخر.

(د)



حجر جير مشقق ذو مسامية ونفاذية معتدلة عند مستوى واحد.

شكل (٢٠). العلاقة بين كل من المسامية المؤثرة والنفاذية في أنواع مختلفة من الصخور.

(عن: Selley, 1976)

تشكل المسام

تتطلب دراسة صخر المكمن معرفة الخصائص الطبيعية للمسامات الموجودة في الصخر من حيث الكمية والنوعية وأصل نشأة مساماته.

إن طرق دراسة المسامات متعددة ويمكن فحصها ووصفها مباشرة من سطح الصخر المصقول مستخدمين عدسة مكبرة أو مجهر ستيرويوسكوبى، أو من خلال دراسة القطاعات الصخرية مستخدمين مجهر بتروجرافي، أو باستخدام المجهر الماسح الإلكتروني، (Selley, 1982). ومن خلال دراسة المسامات بالطرق السابقة اتضح أنه توجد أنواع مختلفة ومتعددة من المسامات، ولقد تمكن الباحث (Levorsen, 1967) من وصف المسامية بشكل تفصيلي، كما قام الباحثان (Choquette and Pray, 1970) بربط وصف المسامية مع عناصر أصل نشأتها، أما الباحث (Robinson, 1966) فقد وضح العلاقة القائمة بين نوعية المسامية وبتروجرافية الصخر الحامل لهذه المسامية. ولقد أدرك الباحث (Murray, 1960) أن المسامية تنقسم إلى صنفين رئيسين، الصنف الأول المسامية الأولية وهي التي وجدت مع ترسيب الصخر أو بعد ترسيب الصخر مباشرة، والصنف الثاني المسامية الثانوية وهي التي تكونت بعد انتهاء الترسيب نتيجة أسباب متنوعة. وجدول (٧) يوضح تصنيف أنواع المسامية.

جدول (٧). تصنيف أنواع المسامية.

زمن التكوين	النوع	أصل النشأة
١ ـ أولي أو أثناء الترسيب	أ ـ بين الجسيمات أو بين الحبيبات ب ـ داخل الجسيمات	نتيجة عملية الترسيب
٢ ـ ثانوي أو بعد الترسيب	أ ـ بين البلورات ب ـ ثغرية أو تحدبية	نتيجة عملية السمنتة
	جـ ـ قالبية د ـ ثقبية	نتيجة المحاليل
	هـ ـ مكسرية	نتيجة حركة تكتونية، الدموج والإحكام أو طرد الماء

(عن: Selley, 1976)

١ ـ المسامية الأولية «أصلية» (مسامية الترسيب)

يقصد بمسامية الترسيب أو المسامية الأولية تلك المسامية التي وجدت أثناء استقرار الرواسب في حوض الترسيب. وتشتمل المسامية الأولية على أنموذجين أساسيين، الأول، مسامية بين الحبيبات أو بين الجسيمات (شكل ٢١ أ، جدول ٧). وهذا الأنموذج عبارة عن فراغات تحدث بين حبيبات الصخر وتقع أهمية هذه المسامية بأنها توجد مبدئيًّا في أغلبية جميع الصخور الرسوبية. وبشكل عام تتناقص نسبة هذا الأنموذج (مسامية بين الحبيبات) نتيجة تغييرات النشأة المابعدية (Diagenesis) في كثير من صخور الجير ولكن تظل هي المسامية الشائعة في أحجار الرمل.



(أ) مسامية بين الحبيبات



(ب) مسامية داخل الحبيبات

شكل (٢١). أنواع المسامية الأولية في الصخور الرسوبية. (عن: Selley, 1976, 1994)

والأنموذج الثاني، مسامية داخل الحبيبات ويكثر هذا النوع من المسامية في صخور الرمل الجيري وخاصة إذا كانت أغلبية حبيباته مكونة من بقايا هياكل حيوانية، فتصبح هذه الحبيبات أو بعضها محتوية على مسامات فراغية. فمثلاً الثقوب أو الحُفَر الموجودة داخل أحافير الأمونيتات والرخويات والمرجانيات والحزازيات وغيرها من الأحافير الدقيقة هي عبارة عن مسامات تنتسب في تصنيفها إلى هذا الأنموذج (شكل ٢١ب، جدول ٧).

إن هذا الصنف من المسامية غالبًا ما ينعدم أو يتناقص نسبيًّا بعد انتهاء عملية الترسيب عن طريق تخلخل وملء هذه الفراغات بالجير الناعم والذي يشكل جزءاً من مادة أرضية الصخر الحاوي. ويضاف إلى ذلك أيضًا أن عدم ثبات محتويات حبيبات

الجير من الناحية الكيميائية قد يؤدي إلى تغيير أو دمار هذا النوع من المسامية عن طريق التغيرات المابعدية والتي يتعرض لها الصخر بعد الترسيب، (Selley, 1982).

(أ) نشأة المسامية الأولية (أو الأصلية)

بما أن المسامية الأولية تتأثر بتماثل كل من حجم الحبيبات، وشكل تكور واستدارة الحبيبات، وتصنيف الحبيبات، وطريقة ترسيب وترابط الرواسب، وأيضا كيفية إحكام ودمج الرواسب أثناء وبعد عملية الترسيب لذا فإنه يمكننا القول إن المسامية الأولية هي دالة طراز الرواسب عند وقت الترسيب، وتتغير نتيجة كل من عملية الأحكام أو الدموج (Compaction) والتغييرات المابعدية والتي تحدث بعد الترسيب.

(ب) تأثير حجم الحبيبات على المسامية

لقد أشار كل من (Rogers and Head, 1961) في بحثهما أن حجم الحبيبات سواء كان متقاربًا أم غير متقارب له أهمية عظمى من حيث مدى تأثيره على نسبة مسامية الصخر. وأن نسبة المسامية ترتفع كلما أخذت أحجام الحبيبات نفس المقاس (أي مقاس واحد) فلو كان لدينا صخر يتكون من حبيبات متقاربة الحجم وأضفنا له حبيبات رمل أخرى ذات مقاس أكبر أو أصغر فإن مسامية الصخر الأصلية سوف تنخفض داخل حدود معينة تتناسب مباشرة مع كمية الرمل المضافة (انظر: Gaither, 1953; Fig. 2) ثم تثبت عندما يصبح الخليط يتكون من حبيبات متقاربة الحجم. واستنتج الباحثان (Füchtbauer and Reineck 1963, Fig. 4) أن إضافة الطين إلى الصخر المعنِى يزيد من نسبة مساميته. ومهم جدا أن نتذكر أنه لاتوجد علاقة بين توزيع حجم الحبيبات ومسامية الصخر. فقد نوه (Fraser, 1935) وغيره من العلماء أن مخاليط متعددة يكون لها نفس المسامية.

وقد أوضح (Selley, 1976) أن مسامية صخر ما تبدو نظريا بأنها مستقلة عن حجم حبيباته ولكن إذا اعتبرنا أن الصخر يتكون من كتلة حبيبات كروية (متكورة) ولها تصنيف وترابط (Packing) متشابه فإن مساميته ستكون متماثلة مع عدم الإشارة إلى حجم الحبيبات. فقد استنتج (Fraser, 1935) أن حجم الفراغ في الصخر يختلف مباشرة باختلاف حجم تكور حبيباته. ومن التجربة التي أجراها كل من (Rogers &

Head, 1961) فقد تبين أن المسامية مستقلة عن حجم الحبيبات وذلك فقط بالنسبة للرمل جيد التصنيف. كما أظهر (Pryor, 1973) من تحليله لألف عينة رمل حديثة، أن المسامية تتناقص كلما ازداد حجم الحبيبات في صخر ما. ولكن العكس صحيح بالنسبة لرمل النهر وقد يعزى ذلك إلى اختلاف ترابط حبيبات رمل الأنهار عنها وعن ترابط رمل بيئات أخرى. لأن العالم (Lee, 1919) أوضح بأنه بالنسبة لرواسب الصخور القديمة فان الحقيقة هي نفسها بأن المسامية تزداد بتناقص حجم الحبيبات في الصخر. وهذا الاتجاه ربما يعود إلى عدد من العوامل ترتبط بصورة غير مباشرة مع حجم الحبيبة. لذا نجد أن الرمل الناعم تميل حبيباته بأن تكون مزواة بصورة أكبر وفي مقدورها تعضيد طراز صخر ذو ترابط مفكك ومن ثم تكون مسامية الرمل الناعم أعلى من مسامية الرمل الخشن (Selley, 1976) وبما أن المسامية تزداد بتناقص حجم الحبيبات فإن العكس صحيح بالنسبة للنفاذية التي تزداد كلما ازداد حجم الحبيبات (Fraser, 1935; Krumbein and Monk, 1942; Pryor, 1973). فقد يكون السبب في ذلك أن الممرات القنوية بين المسامات في الرواسب الناعمة تكون أصغر ومن ثم ترتفع جاذبية الخاصية الشعرية للحوائط المتاخمة مما يحد أو يخفض من سرعة تدفق السائل.

(جـ) تأثير التصنيف على المسامية

لقد أوضحت دراسات عدة بأن مسامية صخر ما تزداد بازدياد تصنيف الصخر، أي كلما تحسن تصنيف الصخر ارتفعت نسبة مساميته، Pryor, (1973); Beard and Weyl, (1973); Rogers and Head, (1961); and Fraser, 1935 . كما تبين من دراسات البحاثة Krumbein and Monk, (1942); Beard and Weyl, (1973) أن تحسن أو ازدياد التصنيف يرافقه ازدياد في النفاذية. ويفسر ذلك بأن رملاً جيد التصنيف يكون فيه نسبة الحبيبات الفتاتية أكبر من المادة الأرضية والعكس صحيح فإن رملاً رديء التصنيف تكون فيه نسبة الحبيبات الفتاتية أقل من المادة الأرضية. لأن الحبيبات الأكثر نعومة والتابعة لأرضية الصخر تسد كلاً من المسامات والممرات القنوية داخل نطاق الصخر ومن ثم تنخفض أو تنعدم المسامية والنفاذية على التوالي.

ومن دراسة (Pryor, 1973) للرمال الحديثة من بيئات مختلفة فقد أكدت هذه العلاقة بالنسبة لرمل الأنهار ولكن أظهرت بأن الوضع يختلف بالنسبة لرمال الشواطيء

والكثبان التي تزداد فيها النفاذية كلما تردى أو انخفض التصنيف (Selley, 1976, 1994).

(د) تأثير شكل الحبيبة (التكور والاستدارة) على المسامية

ترتبط أو تتقارب الحبيبات العالية التكور والمستديرة مع بعضها تاركة أقل المسامات فيما بينها والعكس صحيح بالنسبة للحبيبات المزواة أو المنخفضة التكور. فقد لاحظ (Fraser,1935) أن الرواسب المكونة من حبيبات متكورة تكون مساميتها منخفضة من تلك الرواسب ذات الحبيبات الأقل تكورًا، وذلك بسبب أن النوع الأول من الرواسب تكون حبيباتها أشد ترابطًا وتقاربًا من رمل النوع الثاني ذي التكور المنخفض انظر أيضًا: (Beard and Weyl, 1973) . ومن دراسة (Fraser, 1935) فقد اتضح أن شكل الحبيبة يكون ذا تأثير كبير على المسامية في حالة الحصى المستوى (أو المفلطح). لذا نجد أنه في حالة نوع معين من أحجار الجير مثل الكوكينا تكون نسبة المسامية مرتفعة معطية طراز ترابط «قشور البطاطس» (Pettijohn, 1975) ومثل هذه الرواسب تكون نسبة المسامية فيها حوالى ٨٠٪ (Dunham, 1962). وبالمثل فإن رواسب الطين الطازجة (عند وقت الترسيب) تكون نسبة مساميتها عالية جدًّا قد تصل إلى ٨٥٪.

(هـ) العلاقة بين الطراز والمسامية

يعرف طراز الرواسب بالطريقة التي ترتب بها جسيمات الرواسب وهناك عنصران أساسيان يتحكمان في الطراز:

(١) توجيه الحبيبة (Grain orientation).

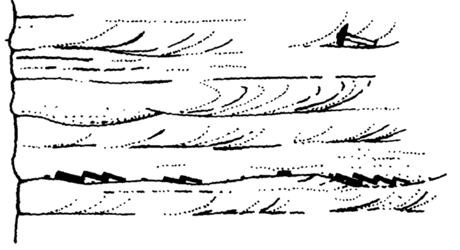
(٢) تعبئة الحبيبة (Grain packing).

وحيث إن كلا العنصرين يتعلق بالمسامية الأصلية، فسنشرح كلًّا منهما بالتفصيل:

١ ـ توجيه الحبيبة

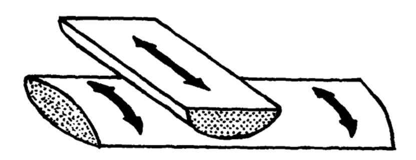
يقصد بتوجيه حبيبات الرواسب بالعلاقة الموجودة بين كيفية وضع الحبيبات بالإشارة إلى كلٍّ من محور نقل الرواسب (اتجاه التدفق) والمستوى الأفقي. إن توجيه طراز حبَّات الحصى يمكن الحصول عليه لأن أحجامها الكبيرة تيسر عملية قياسها. بينما معرفة حبيبات الرمل كانت إلى وقت قريب صعبة المفهوم لأنها أكثر تعقيدًا ويصعب قياسها.

إن واحدًا من العلامات الشائعة لطراز الزلط هي ارتكاز حبيباته فوق بعضها البعض بحيث ترقد الحصيات ومحورها الطويل موازٍ لاتجاه التدفق ويميل في اتجاه أعلى التيار (شكل ٢٢). وغالبًا ما تكون الحبيبات المنفردة في أرضية أو قاع القناة مرتكزة أيضا. وتستعمل هذه الظاهرة كإشارة مفيدة لمعرفة التيار القديم للرواسب المعنية.



شكل (٢٢). تراكب طراز حَصِيَّات دُمْلوك الطين الصفحي في قاع القناة. تميل الحَصِيَّات في إتجاه أعلى التيار، بشكل معاكس لإتجاه ميل أسفل التيار لمجموعة الواجهة.
(عن : Selley, 1976)

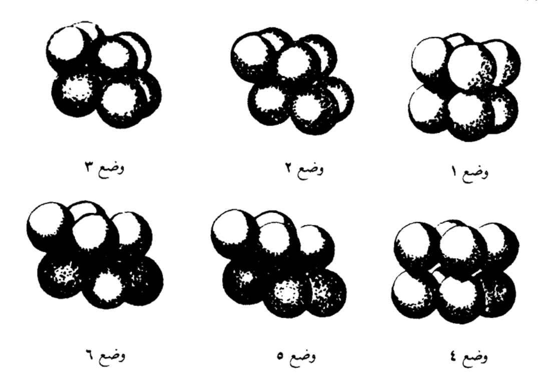
ولقد اتضح من أبحاث : Shelton and Mack, (1970); Martini, (1971); and Von Rad, (1971) أن توجيه حبيبات كل من رمل الطبقات المستوية المنقول في وسط مائي ورواسب تيار العكر ورمل الحواجز البحرية تكون موازية لاتجاه التدفق. كما تكون حبيبات رمل القنوات النهرية موجهة بشكل موازٍ لمحور الجسم الرملي. وهذه تتطابق مع النفاذية المتوافرة أو المفضلة (Buch, 1971) . ولكن حبيبات رمل الحواجز الطولية (بالقرب من الشاطيء) تكون حبيباتها مرصوصة بشكل متعامد على محور الحواجز ونشاط الأمواج العائدة وفي هذه الحالة ربما يكون الاتجاه المفضل للنفاذية القصوى متعامدًا مع اتجاه الجسم الرملي (شكل ٢٣). وقد أكدت دراسة الباحث (Pryor, 1973) على اتجاهات النفاذية لرمال الأنهار الحديثة والشواطيء البحرية هذه الخاصية.



شكل (٢٣). توجيه الحبيبة والحد الأقصى لاتجاهات النفاذية (الأسهم) في رواسب القناة (الجسم العلوي) وأجسام رمل الحاجز (الجسم السفلي). يتوازى نطاق النفاذية مع الجسم الرملي في حالة القنوات، بينما تتعامد على محور الجسم الرملي في حالة الحواجز الرملية. (عن: Pryor, 1973, Figs. 3 and 9)

٢ ـ طراز ترابط (أو تعبئة) الحبيبات

بيَّن كلًا من (Graton and Fraser, 1935) أن مسامية الرواسب تختلف طبقًا للطريقة التي تُعبأ أو تترابط فيها المكونات الحبيبية. كان ذلك واضحًا من الأوضاع الستة التي تطرّقوا لها في (شكل ٢٤) والتي توضح نظام الترابط والتعبئة الهندسية للحبيبات المتكورة والتي تتشابه في أحجامها. ولقد أشار الباحثان أن قياس المسامية يتسع بين هذه الأنظمة الستة والتي من خلالها تبين أن نظام الترابط المكعبي (الحالة الأولى) هو الأكثر تفككًا ومن ثم قد تصل فيه نسبة المسامات تقريبا إلى ٤٨٪. وإذا قورن هذا النظام بنظام الترابط المعيني (الحالة السادسة) نجد أن تعبئة الحبيبات في نظام الترابط المعيني أكثر تقاربًا والتحامًا، ومن ثم تنخفض فيه نسبة المسامية إلى حوالي ٢٦٪، وطبعًا مثل هذا الأنموذج لايمكن حدوثه في الطبيعة. ولكن بما أن نظام الترابط المعيني الأكثر ثباتًا، فإن معظم الجسيمات والحبيبات في الرواسب تميل بأن يكون ترابطها فيما بينها أو تعبئتها على نهج هذا النظام (Pettijohn, 1975). هذا بالإضافة إلى أن معظم الرواسب تكون مصحوبة بعدم التقيد بنظام معين في تعبئتها إلا أنه في راسب ما ربما توجد بعض المستعمرات أو التجمعات المحلية والتي تكون فيها التعبئة الأكثر ترابطًا هي السائدة فوق الجميع. لإيضاح بعض التفاصيل في هذا المضمار راجع (Pettijohn, 1975). ولقد أوضح (Allen, 1970a) أنموذجًا للتعبئة الحقيقية مبنيًا ليس على تحليل ترابط الحبيبات



شكل (٢٤). إمكانية تعبئة الحبيبات الكروية في ستة أوضاع. الوضع (١) أكثر الأوضاع تفككًا وثغراته واسعة ويعرف بالتعبئة المكعبية. الوضع (٦) أكثر الأوضاع تزاحمًا وثغراته ضيقة ويعرف بالتعبئة المعينية. (عن: Graton and Fraser, 1935).

المتكورة وإنما على الحبيبات ذات الشكل القضيبي (أو المتطاول) والتي تبيّن من خلالها الحقيقة التقريبية لترابط حبيبات الرمل.

لاشك أن ترابط أو تعبئة الحبيبات في الرواسب تلعب دوراً مهماً في التحكم في نسبة المسامية الأصلية (الأولية) لهذه الرواسب، وهذا العامل هو أحد العوامل التي يصعب دراسته وتحليله من خلال الصخور المتماسكة. ويرجع السبب في ذلك إلى ثلاث خصائص:

١) صعوبة قياس التعبئة.

٢) افتقار معرفة تحكُّمْ البيئة وطرق الترسيب على التعبئة.

٣) مدى تأثير عملية الدموج والإحكام التي تحدث بعد الترسيب على التعبئة (انظر: Selley, 1976; 1994).

لقد اقترح كثير من الباحثين طرقًا متعددة لقياس التعبئة وتحليلها، ومن بين هؤلاء الدارسين Emery and Griffiths, (1954); Kahn, (1956a,b); Mellon, (1964). ولقد

أشار (Morrow, 1971) إلى أن طراز تعبئة وترابط الراسب يختلف من نوع إلى نوع داخل وبين الرقائق المتجاورة.

ونتيجة لهذه المشكلات الموجودة بين المسامية والتعبئة فإن المعروف عن العلاقة التي تربط بين التعبئة والمسامية الترسبية الأولية أو الأصلية قليل. وربما يتوقع المرء ببساطة أن رواسب كل من الطين البحري (متوسط العمق) وتيارات العكر ترسبت بتعبئة مفككة (أو ترابط حبيبي مفكك) أكثر من رواسب الزحف (أو القريبة من القاع). ومن المحتمل أن يكون رمل الطبقات المتقاطعة مفكك الترابط بدرجة أكبر من رمل الطبقات المستوية (أو المسطحة)، وهناك قليل من المعلومات التي تؤيد هذه الاحتمالات، ولكن أظهر الباحث (Pryor, 1973) أن رمل الأنهار الحديثة يكون الترابط أو التعبئة فيه أكثر تفككًا من رمل كل من الشواطيء والكثبان الريحية. وبما أن الحقيقة تقول بأن أهداف عملية الدمج أو الإحكام التي تحدث بعد الترسيب هي إعادة توجيه حبيبات الرمل فإن التعبئة أو طراز الترابط بمقدوره أن يكون له تأثير قليل على مسامية الراسب المتصلب (انظر: Selley, 1976; 1994).

تأثير عملية الدموج (الإحكام) على المسامية الأولية

إن نشاط عملية دموج وإحكام الحبيبات فيما بينها لراسب ما، يتم منذ الترسيب وتزداد بعد الترسيب عن طريق إعادة اتصال توجيه وضع الحبيبات مع بعضها داخل هذا الراسب لكي يعطي طراز ترابط أو تعبئة جديدة مختلفة عما كانت عليه في السابق. لذا فإننا نجد أن نسبة مسامية الطين عند وقت أو أثناء الترسيب تكون مرتفعة جدًا (حوالي ٨٥٪)، وبعد دفن هذا الراسب ومع مرور الزمن تنخفض مساميته الأصلية بشكل كبير وذلك بسبب عملية الدموج أو الإحكام.

يوضح شكل (٢٧) مدى اتساع نسبة المسامية الأولية لرواسب الرمل والطين عند وقت الترسيب وانخفاض هذه النسبة بعد دفن هذه الرواسب وأيضا يشير الشكل إلى مدى التدرج في انخفاض المسامية مع اختلاف مستويات الدفن. فقد شرح (Selley, 1976; 1994). إن المسامية الأولية للرواسب تنخفض مباشرة بعد الدفن وذلك بسبب تصلب الرواسب ودموج وإحكام حبيباتها ومع مرور الزمن وتعمق دفن هذه الرواسب

فإن عملية النشأة المابعدية (Diagenesis) التي تتعرض لها هذه الرواسب تحل محل عملية الدموج والإحكام لتصبح السبب الرئيسي في تدمير المسامية الأولية لهذه الرواسب.

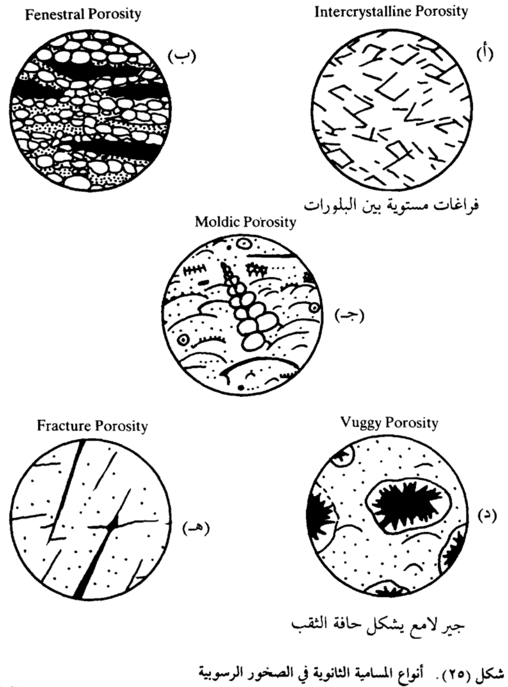
٢ ـ المسامية الثانوية (مسامية بعد الترسيب)

تعرَّف المسامية الثانوية بأنها تنشأ بعد ترسيب الرواسب وانتهاء عملية الترسيب. وينتمي إلى هذا النوع من المسامية خمسة أصناف، وهذه الأصناف أكثر تعقيدًا في تكوينها ونشأتها من المسامية الأولية، (جدول ٧).

الصنف الأول . مسامية بين البلورات (Intercrystalline porosity) ، حيث تتواجد المسامات بين بلورات الصخر المتبلور (شكل ٢٥أ) مثل الصخور النارية والمتحولة (عالية الحرارة) وفي بعض صخور المتبخرات، وتكون موجودة أيضًا في صخر الجير الذي تعرض لعملية التبلور وتصبح ذات أهمية إذا وجدت في صخر الدلوميت المعاد تبلوره. لأن هذه الصخور تصبح مهمة لاحتمال إحتوائها على مكامن النفط. ويكون وضع المسامات هنا بشكل فراغات مستوية. ويرافق ذلك تقاطع متعارض فيما بينها وتكون عديمة الممرات الثقبية بين مسام ومسام.

الصنف الثاني . مسامية ثغرية (Fenestral porosity) ، وهي تشبه في شكلها بنْية أو تحدب عين العصفور. يوجد هذا الصنف من المسامية في صخر الجير وخاصة في الرمل الجيري الذي يحتوي أيضًا على مسامات أولية ولكنها تكثر في أو تصبح من مميزات الطين الجيري العقدي والطين الجيري المتجانس والذي ينشأ ويتكون في البرك الشاطئية وداخل مناطق المد والجزر المصاحبة. إن مايحدث للرواسب من عمليات اختزال مياه وسمنتة (أو لحام) وتطاير للغاز الموجود داخل الرواسب قد يتسبب في ترسيب طبقات طين صفحي تحتوي على مسامات عدسية فيما بينها وبشكل تحت متوازي (شكل ٢٥ب). ويعتقد أن هذا الصنف من المسامية تكوَّن مع أو أثناء ترسيب بقية رواسب المحتوى (انظر Selley, 1976).

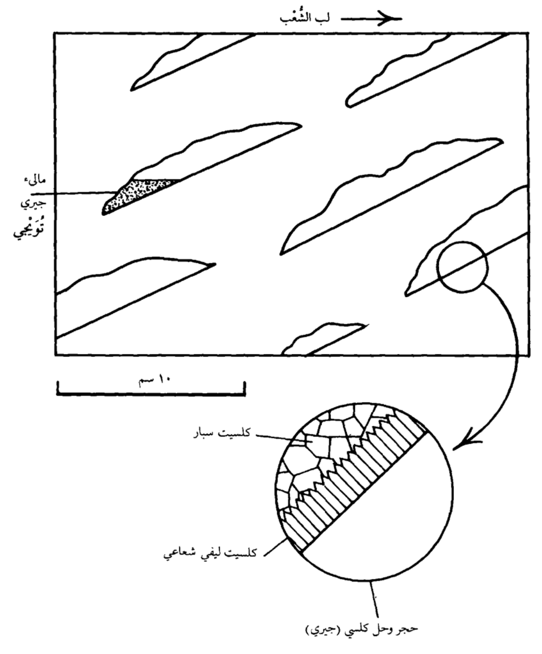
وطبقا لما أشار إليه (Selley, 1994) أن هناك أنواعًا مختلفة من طراز الفتحات الثغرية (Fenestral fabric) والتي عُرِّفَتْ منذ فترة طويلة «بعين العصفور». ويقصد بذلك، تلك الأعين المفردة ذات المقاس الطولي ١ سم والتي تتشكل في بعض أحجار الوحل الجيرية (Illing, 1954). وترتبط هذه الفتحات (Apertures) بكل من المسالك



شكل (٢٥). أنواع المسامية الثانوية في الصخور الرسوبية
(أ) مسامات بين البلورات، (ب) مسامات ثغرية، (جـ) مسامات قالبية
(د) مسامات ثقبية، (هـ) مسامات مكسرية.
(عن: Selley, 1976; 1994)

العضوية (Organic burrows) وقنوات هروب الغازات. وفيما بعد تمتلىء هذه الثغرات بمعـدن الكلسيت المتبلور. وعـامـة، ربـما يعـزى تشكيل فتحات «عين العصفور» المستـديـرة إلى نشأة الغـازات العضوية. بينما الفتحـات الثغرية المتطاولة قد تكـون مرتبطـة في تشكيلها بالمواد العضوية المتعفنة أو الفاسـدة من الأستروماتـوليت الطحلبي أو أنها تعزى إلى انبعـاج أو انثناء الوحـل المترقق أثنـاء الانكشافات بين المدِّية (Intertidal exposure) ، (Shinn, 1983).

وأشار (Selley, 1994) إلى أن ظاهرة بنية الأُسْتُرومَاتَاكتَسْ (Stromatactis) ترتبط بأنـظمـة الفتحـات الثغـرية. ويشـير الاسم إلى أوصـال (أو قطع) غير منتظمة من الكلسيت المتبلور والتي يشيع ظهورها على جوانب الروابي الوحلية (Mudmounds) من عصر الحياة القـديمـة حول العـالم. وعـادة يبلغ طول بنْية الأسـتروماتاكتس عشرة سنتمترات وارتفاعها ما بين ١ ـ ٣ سم. وتكون قاعدتها مستوية (أو مسطحة) ويتقبب السـطح العلوي بشكـل غير منتظم (شكل ٢٦) وعامة تنحدر هذه البنْيات بشكل إشعاعي من وسط (أو مركز) هضبة الوحل. ويعزى تشكيل بنيات الأستروماتاكتس إلى عدة أسبـاب مختلفـة منهـا: الحيوانـات ذات الأجسام الطرية غير المعروف أصلها، الاضطراب الحيوي، الطحالب، وأخيراً تعزى إلى إعادة تبلور الطين الجيري (Micrite). وقـد أظهرت الدراسة المتأنية أن بعض من بنْيَات الأستروماتاكتس تكون مليئة جزئيًا بالطين وسطحها العلوي يكون أفقيا، في حين أن كامل البنية تميل في اتجاه أسفل خاصرة الشُعْب. وتدعى هذه بالطراز التُوَجْجي (Geopetal fabric) ، وتشير إلى أن الأستروماتاكتس تشكلت كفراغ (أو كفجوة) متزامن مباشرة تحت أرضية البحر. وعلاوة إلى ذلك فإن الكلسيت المالىء لهذه البنيات يكون غالبًا مرئي لأن يتشكل على مرحلتين. فأحيانًا تكون حافة الكلسيت الليفي أو التليف الإشعاعي (Radiaxial fabrous rim) متبوعة بسبار الكلسيت (Calcite spar) ، (شكل ٢٦). ومن ثم تبدو أن الأسـترومـاتاكتس قد تشكلت بسبب الهبوط المنحدر إلى أسفل قشرة الوحل الجيري المتصخرة. ولذلك فهي تشكيلة أو نوع من المسامية الثانوية. فأحيانًا تمتلىء الفراغات جزئيًا بالوحل ثم تحاط بلاحم خلال الدفن الضحل وفي النهاية بلاحم من الاسبار عندما تتعمق في الدفن (Bathurst, 1982).

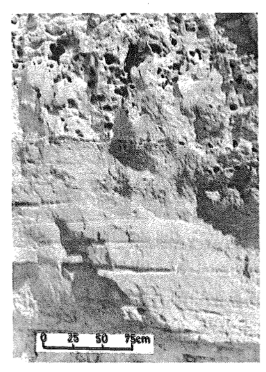


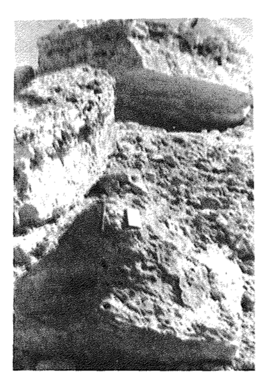
شكل (٢٦). رسمة السّتْرُومَاتَاكْتَسْ موضحة الخواص المشيرة إلى النشأة (الأصل) كمسام تشكلت بوساطة الهبوط المنحدر والمتزامن مع الوحل الجيري المتصخر. (عن: Selley, 1994).

لمزيد من المعلومات عن بِنْيَة الأستروماتاكتس اقرأ: Wallace (1987); Scoffin (1987); Blatt (1992); Raymond (1995) and Boggs (1995) .

الصنف الثالث . مسامية القالب (Moldic porosity) وهي عبارة عن مسامات تكونت نتيجة تحلل أو ذوبان حبيبات ترسيب أولي، وتَعَرُّض هذه الحبيبات لبعض عمليات اللحام (أو السمنتة). إن تحلل بعض الحبيبات (أي القابلة للذوبان) لايمتد تأثير قطعها عبر مكونات الصخر الأخرى والسابقة النشأة مثل الحبيبات (غير القابلة للذوبان) ومادة الأرضية ومادة اللحام. أي أن عملية الذوبان أو التحلل في الصخر نفسه تخص حبيبات معينة من نوع واحد. فمثلاً يمكن الإشارة إلى مسامية قالب سرئيات أو مسامية قالب عقديات أو مسامية قالب بقايا أحافير، بمعنى أنه تمت عملية تحلل اختيارية (مختارة) للسرئيات أو العقد الجيرية أو بقايا الهياكل الحيوانية التي كانت في الصخر (شكل ٢٥جـ). إن هذا الصنف من المسامية الثانوية إذا وجد في الصخر فإنه يختلف من حيث الأبعاد الهندسية أو من حيث المسامية المؤثرة أو من حيث النفاذية وذلك طبقًا لنوعية الحبيبات المتحللة أو الذائبة (انظر Selley, 1976, 1994) .

الصنف الرابع . مسامية الثقب (Vuggy porosity) وتنشأ هذه المسامية عن طريق ذوبان أو تحلل أجزاء من مكونات الصخر الجيري وهي تشبه إلى حد ما في نشأتها مسامية القالب، ولكن تختلف عنها في أنها تُقْطَع عبر طراز أو مكونات الصخر التي ترسبت أوليًا (شكل ٢٥ د) وتكون دائمًا أكبر حجمًا من مسامية القالب وتمتاز ثقوب هذه المسامية بأنها محاطة بنفس حواف بلورات الحائط ويحتوي أسفل متكون العُرْمَة في المملكة العربية السعودية (Moshrif, 1980) على هذا الصنف من المسامية (شكل ٢٧ أ، ب). وبازدياد اتساع حجم مسامية الثقب عندئذ يطلق عليها المسامية المغارية (أو الكهفية) وتكون كذلك إذا بلغ اتساعها ما يسمح بإدخال رَجُلْ بداخلها (Choquette and Pray, 1970) أي ما يعادل أكثر من $\frac{١}{٢}$ م^{٣}. مثل هذه المسامية الكهفية أو المغارية موجودة في متكون العرب (الجوراوي العلوي) في حقل زيت أبقيق في المملكة العربية السعودية (McDonnell, 1951) وكثير من هذه المغارات (الكهوف) متوافرة في حقول بترولية أخرى في العالم (انظر Selley, 1976; 1994) .





شكل (٢٧). مسامية الثقب في حجر جير متدلمت «أسفل متكون العرمة»:
(أ) خشم رِضِيْ جنوب شرق مدينة الرياض. (عن: Moshrif, 1980)
(ب) منطقة خشوم الخناصر شمال غرب مدينة الرياض.
(عن: El-Asa'ad, 1985)

الصنف الخامس. مسامية المكسر (Fracture porosity)، هذا الصنف من المسامية عبارة عن المسامات التي تصاحب مكاسر الصخور بأنواعها وليست تخص الصخور الرسوبية وحدها. وهي تنتج عن كسر الترققات الصخرية المترسبة وقد تحدث مصاحبة أو أثناء عمليات الترسيب. وتأخذ مسامية المكسر صفة الصدوع الدقيقة الناتجة عن حركة الهبوط والانزلاق وقوة الإحكام أو الدموج. وتفقد الرواسب البلاستيكية مكاسرها عند الحدوث وذلك لالتحام المكسر مباشرة في وقتها، بينما الصخور الهشة أو القابلة للكسر، فإن مكاسرها تبقى مفتوحة بعد تكوينها محدثة بذلك مسامية المكسر (شكل ٢٥ هـ). وهذا الصنف من المسامية يخص الصخور الشديدة التصخر، تنشأ في فترة زمنية متأخرة من تلك الأصناف الأخرى من المسامية. وتحدث مسامية المكسر في كل من أحجار الرمل المسمنتة جدًا وفي صخور الجير وربما تحدث في

الطين الصفحي، وفي الصخور النارية والمتحولة. وتأخذ مسامية المكسر أحجامًا مختلفة مما يجعلها صعبة الملاحظة والتحليل، فقد تكون دقيقة وتحتاج إلى مجهر لملاحظتها ودراستها وقد تصل في مقاسها إلى حجم الكهف أو المغارة.

وتتكون مسامية المكسر بطرق مختلفة فقد تكون نتيجة الحركات التشكيلية أو التكتونية أو تكون مصاحبة لحركة التصدع أو نتيجة عمليات التجوية السطحية، فغالبًا نجدها تحت سطح عدم التوافق أو التطابق مباشرة، وفي هذه الحالة قد تتسع وتكبر بتأثير السوائل أو المحاليل وخاصة في أحجار الجير (Selley, 1976).

٣ ـ نشأة المسامية الثانوية

(أ) المسامية الثانوية في أحجار الجير

تتكون المسامات الثانوية نتيجة التغييرات المتأخرة التي تتعرض لها معظم الرواسب ويتم ذلك بواسطة المحلول، والتفاعلات الكيميائية أو التكسرات الميكانيكية. ويطلق على هذه المسامية «مسامية بعد الترسيب» (Murray, 1960) وأهمية هذه المسامية الثانوية مثل أهمية المسامية الأولية من حيث تراكم الزيت والغاز الطبيعي في هذه المسامات ومن ثم فإن معرفة نشأتها أمر مهم للغاية.

تتكون مسامات المحلول في كثير من برك البترول متصلة أو مصاحبة لسطح عدم التوافق أو التطابق Murray, (1930); Hohlt, (1948); and Levorsen, (1967) . بما أن أسطح التخالف أو عدم التطابق تنهي أو توقف التعرية الحادثة فوق سطح الأرض وفي نفس الوقت تنفذ المياه الجوية المشبعة بغاز ثاني أكسيد الكربون خلال الطبقات النافذة للمنكشفات الطبقية وتذيب هذه المياه الجير، ومن ثم تزداد المسامية إذا كانت الطبقات تنكشف أسفل الميل وتحدث هجرة المياه الجوفية خلال الصخور وتندفع على فترات مع تجمع الزيت والغاز.

إن تفاوت ذوبان مكونات الرواسب المختلفة قد يساعد على تكوين المسامية الثانوية ولكن لايكون ذلك حتميًا. على سبيل المثال ذوبان الجير في الزوائد الصخرية (Stylolites) لاينتج عنه مسامية، بل على العكس فإن الجير المذاب يترسب في مسامات مجاورة محدثًا انخفاضًا في نسبة المسامية السابقة.

هناك حالتان ربما تُميِّزْ بها نشأة المسامية الثانوية :

١ ـ الراسب المتكون بشكل أساسي من معادن ذات إذابات مختلفة، هذا ينطبق على راسب يتكون من معدني الكلسيت والأراجونيت والتي يذاب منها الأراجونيت فقط واستخدم هذا كتفسير لارتفاع نسبة مسامية صخر الطباشير (BØggild 1930). وبطريقة مماثلة تتكون مسامية الثقوب عن طريق إذابة محتويات (مكتنفات) الأنهيدريت أو الجبس في صخور الجير. وبالتالي فإن الجير المذاب من الحبيبات الهيكلية أو غير الهيكلية يستخدم في تكوين لحام الكلسيت مشكلًا أرضية مقاومة بين الحبيبات ومن ثم تاركًا مسامية القوالب مثل مسامية قوالب السرئيات (Friedman, 1964 and Robinson, 1967) .

٢ ـ يكون الراسب متجانسًا معدنيًا عند وقت الإذابة وليس نسيجيًا (أي أن حبيباته غير متجانسة من ناحية الحجم والتصنيف) فينتج عن ذلك إذابة أرضية البلورات الكاذبة (Lucia, 1962; Lucia and Murray, 1967) . فمثلًا دراسة أحجار الجير الزنبقية في غرب ولاية تكساس تُظْهِر لنا أن مناطق الصخر الخالية من الأرضية يكون الالتحام فيه محكمًا بينما المناطق الشاملة على مادة الأرضية الأولية تكون محتوية على مسامية ثقبية ومسامية بين الجسيمات .

تحتوي جسيمات أحجار الجير والدلوميت عامة على توزيع متناسب من ذوائب مختلفة أو أحجام بلورات يفوق ذلك، ولذا تكون فيها نسبة المسامية الثانوية كبيرة (Choquette and Traut, 1963) . وبمجرد تكوين تلك المسامات تتسع وتكبر بسبب نفاذيتهم العالية التي تساعد على هجرة الماء المضغوط (المحكم) فيما بينها .

وينتج عن ذلك أن المسامية الثانوية تكون ذات علاقة ببنيات القمم، مثل الصخور الحيوية (Bioherms) كما شرحها (Hohlt, 1948) من خلال تراكم الشقوق التكتونية في هذه القمم . وربما يكون أهم من ذلك هو أن الماء المضغوط (أو المحكم) يتجه بقوة داخل هذه البنيات (Von Engelhardt, 1967) . ومن المحتمل أن المكاسر تبتلع الماء ومن ثم تمنع الصخر المجاور من التحلل أو الإذابة الثانوية .

تمثل الفوالق المتقاطعة (أو الشقوق) أنواعًا من المسامات الثانوية وهذه مبدئيا لاعلاقة لها بعمليات التحلل أو الاذابة . ويندر أن تنشأ من هذه المكاسر أهميةً كصخور مكمنية ولكن تكون مهمة كأنظمة للصرف . إن برك الزيت الإيرانية الكبيرة الموجودة

في حجر جير الأسمري (ثلاثي) تكون ذات علاقة بمناطق التكسر بسبب الطي خارج أو حول هذه المناطق، وتكون فيها المسامية أقل من ٥, . مِلِّيدَارسي (Millidarcy) ، وتكون المسامية بين ٢ ـ ١٥٪ (Levorsen, 1967) . وتلعب المكاسر أيضًا دورًا مهمًا في برك الزيت العراقي، كركوك (ثلاثي) وعين زحلة (طباشيري) (Daniel, 1954) . وربما تتغير الشقوق أو المكاسر المتقاطعة أو حتى مستويات التطبق بواسطة طرق الإذابة (أو التحلل) وتصبح قنوات كبيرة أو حتى كهوف (Levorsen, 1967) . ويتناقص متوسط نسبة المسامية عادة بسبب طرق السمنتة، واتساع نمو البلورة. ويزداد هذا الانخفاض في نسبة المسامية مع زيادة العمر الجيولوجي (Von Engelhardt, et al., 1974).

(ب) المسامية الثانوية في الدلوميت

إن تكوين ونشأة مسامية بين التبلر (بين البلورات) أثناء تغيرات النشأة المابَعْدِيَّة لعملية الدلمتة أو التدلمت (Dolomitization) هي واحدة من أهم أمثلة المسامية الثانوية. حيث تزداد المسامية في صخور الجير بشكل لاحق مع زيادة عملية الدلمتة. على سبيل المثال، في جنوب غرب إيران وجدت المسامية بنسبة (٠ ـ ٤٪) في صخور جيرية تحتوي على (٠ ـ ٢٠٪) دلوميت، وبنسبة (٤ ـ ٨٪) مسامية في صخور جيرية تحتوي على (١٠ ـ ٣٥٪) دلوميت، وبنسبة (٨ ـ ١٢٪) مسامية في صخور جيرية تحتوي على (٢٠ ـ ٦٠٪) دلوميت، وبنسبة مسامية أكبر من ١٢٪ في صخور جيرية تحتوي على (٣٠ ـ ٧٥٪) دلوميت.

لقد أوضح كل من (Von Engelhardt *et al.*, 1974) تغييرات النشأة المتأخرة التي تحدث في فترة متأخرة جدا وتتم بشكل تدلمت جزيء بجزيء للكلسيت باستطاعتها نظريًا أن تعطي مسامية بنسبة ١٣٪. ولكن في كثير من الحالات تكون مسامية هذا النوع من الدلوميت أكبر من ١٣٪ وهي أعلى من مسامية أحجار الجير المجاورة أو أحجار الجير المتدلمتة.

ونذكر هنا بعض الأمثلة كما استنتجها بعض الباحثين:

تكون نسبة المسامية ٣٠٪ في الدلوميت و١٠٪ في أحجار الجير (Murray, 1960)*

تكون نسبة المسامية ٢٠٪ في الدلوميت و٥٪ في أحجار الجير (Powers, 1962)

تكون نسبة المسامية ٢٧٪ في الدلوميت و٧٪ في أحجار الجير (Lucia & Murray, 1967)

تكون نسبة المسامية ١٠ ـ ٣٠٪ في الدلوميت وأقل من ١٠٪ في أحجار الجير (Schmidt 1961, 1965)

وقـد علل كل من (Von Engelhardt *et al.*, 1974) السبب المحتمل في هذه الاختلافات الكبيرة ذات العلاقة بهذه الحالة كالتالي:

١) نسبة الكلسيت المذاب أكبر من نسبة الدلوميت الناشيء أو المتكون.

٢) اختيار عملية التدلمت للمناطق المنفذة والأكثر مسامية.

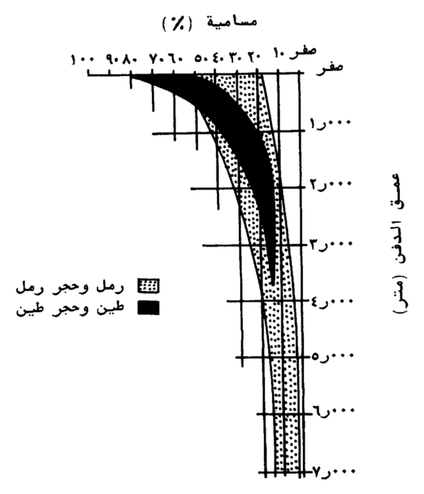
٣) يصبح الدلوميت أقل التحامًا من أحجار الجير المجاورة، وربما يعود ذلك إلى تراكم الهيدروكربونات المبكرة والتي تمنع حدوث عملية نشأة مابَعْدِيَّة جديدة وربما تكون عملية تدلمت جزيء بجزيء مسؤولة عن اختيار الدلوميت ليكون كمادة إحلال بدلاً من أن يكون لاحمًا. ومن ثم ربما يحتفظ الصخر السرئي بمساميته بين الجسيمات أثناء عملية التدلمت (Murray, 1960) . وعامة تبدأ عملية الدلمتة في جسم أرضية أحجار الجير. وأحيانًا يحتفظ الدلوميت المتعرض لعملية النشأة المبكرة من التغييرات المابَعْدِيَّة بنسبة عالية من المسامية (Spencer, 1964) بشرط ألا يحدث اتساع في حجم البلورة (أو التبلر) وقد لوحظ مثل هذا الاحتفاظ بحجم البلورة الأصلي في تغيير منتظم التكرار لحجم بلورة في دورات تدلمتية مثل تلك الموجودة في دلوميت الباليوسين في ليبيا والتي تحتفظ بمسامية (١٧ ـ ٣٨٪) (Füchtbauer and Goldschmidt, 1965) . وربما يمنع في بعض الأوقات تراكم الزيت المبكر من تضخم البلورة (أو اتساع رقعة التبلر) وعامة يكون دلوميت الطين (Lutite) والذي تعرض إلى عملية مبكرة من التغييرات المَابَعْدِيَّة فقيرًا في المسامية إذا ما قورن بكثير من الدلوميت المتعرض لنشأة مابَعْدِيَّة من التغييرات المابَعْدِيَّة. وربما يعود ذلك إلى تضخم أو اتساع التبلور بالإضافة إلى عملية الدموج والإحكام أو إلى عملية السمنتة على حساب ضغط سائل الزوائد الصخرية (Stylolite) أو الحبيبات غير الثابتة (انظر: Von Engelhardt *et al.*, 1974) .

دموج وإحكام الطين Compaction of clays

أشار كثير من الباحثين إلى أن المسامية الأولية للطين الطازج عالية جدًّا وهي أعلى بكثير من مسامية الطين الصفحي (انظر: Trask, 1932; and Hedberg, 1936) وأن هذا الانخفاض في المسامية ومصاحبته تغير الطين إلى طين صفحي هو بمثابة نتائج دمج

وإحكام في جسيمات أو حبيبات الراسب عما كانت عليه في السابق . ويكون ذلك نتيجة **الضغط الناتج من ثقل الطبقات العلوية** (Pettijohn, 1975) . إن العلاقة الموجودة بين مسامية الرواسب وعمق هذه الرواسب تحت سطح الأرض (بعد الدفن) علاقة معقدة ويرجع تعقيدها إلى عاملين هما حجم الحبيبات وتشوه ترتيبها . ولكن بشكل عام فإن الصخور ذات الحبيبات الناعمة تميل إلى أن تُحْكَم أو تُدْمَج حبيباتها بصورة أفضل من تلك الصخور ذات الحبيبات الخشنة وذلك إذا كان كل شيء آخر من العوامل متساوية، وأن هذه الصخور تظهر انخفاضًا كبيرًا في المسامية مع مقياس التعمق أو الدفن (Pettijohn, 1975) .

من الملاحظ أن شكل (٢٨) يشير إلى أن وحل الطين المترسب عند مستوى صفر من الدفن تتراوح مساميته بين ٥٠ إلى ٨٥٪ ولكن بعد الترسيب مباشرة يبدأ الطين بفقدان المياه عن طريق عملية التصلب أو التماسك ومن خلال هذه العملية يتغير الطين إلى حجر الطين . ويشمل ذلك عملية كل من اختزال الماء والسمنتة (أو الالتحام) وكذلك عملية الدموج أو الإحكام نتيجة الضغط المنبعث من أعلى . ومن المهم جدًا أن نتذكر أن عملية اختزال الماء من الطين عند العمق السطحي (بالقرب من السطح) لايعود كلية إلى الضغط المبذول من أعلى وإنما يعود أيضًا إلى عملية استخراج الماء من الطين بطريقة مصاحبة نتيجة تواجد جسم مائي تحت راسب الطين، ويطلق على هذه العملية (Syneresis) ، (White, 1961) مسببة في ذلك تكوين تقاطعات شقوق الوحل عند التقاء وجهي الماء والوحل (Selley, 1976; 1990) . إن معرفة الخصائص الطبيعية للطين وكذلك عملية الإحكام والدموج للطين عند مستوى قليل من الدفن (أي بالقرب من سطح القشرة الأرضية) لازالت محور دراسات كبيرة بواسطة المهندسين الجيولوجيين وذلك لأهميتها القصوى بالنسبة إذا كانت القاعدة الأساسية للكثير من المشروعات الهندسية المدنية مثل بناء العمارات العالية وطرق السيارات ومناطق إنشاء السدود وغيرها . وليس المهم فقط معرفة الخصائص الطبيعية للطين عند المرحلة الأولى من دراسة هذه المواقع ولكن المهم أيضًا بأن يكون في مقدور المهندس الجيولوجي التنبؤ بدرجة الدموج والإحكام للطين في المنطقة إذا تعرض الموقع لعملية تشبع مائي (أو تسرب مائي) .



شكل (٢٨). مدى علاقة اتساع المسامية الأولية لرواسب كل من الرمل والطين عند وقت الترسيب وبعد دفن هذه الرواسب. (عن: Selley, 1976)

وكما يظهر من (شكل ٢٨) أن سرعة طرد الماء وفقدان أو تناقص مسامية الطين تنخفض مع زيادة عمق الدفن. لزيادة معرفة تفاصيل أهمية دمج الطين بالنسبة لمكامن البترول، أو تغيير المعادن الطينية المصاحبة (Selley, 1976).

ويتلخص حديثنا عن مدى تأثير عملية الدموج أو الإحكام على المسامية الأصلية للطين بأن نقول إن مسامية الطين الأولية تفقد بسرعة أثناء الدفن المبكر، وبشكل رئيسٍ بسبب العملية الطبيعية للإحكام الناتج عن الجاذبية تحت عمق ٢٠٠٠ متر وتنخفض ببطء شديد نتيجة العمق وتنعدم بشكل كبير بواسطة عمليات الكيمياء المرافقة لاعادة التبلور المعدني.

وكما أن عملية الدموج (أو الإحكام) وتصلب الطين عند عمق بسيط من سطح الأرض مهم بالنسبة للمهندسين الجيولوجيين فإن التغيرات التي تحدث للطين لكي تصبح أحجار وحل في أعماق بعيدة من سطح الأرض تشكل اهتمام واسع النطاق بالنسبة لمهندس البترول لأن في ذلك احتمالاً يتعلق بنظريات هجرة ونشأة البترول. وبشكل مماثل فقد اعتبر علماء جيولوجيا التعدين أن أجسام خامات المعادن منخفضة الحرارة ربما سيقت بواسطة السوائل المتبقية من دمج أو إحكام الطين وبمساعدة مياه البحار العاملة كوسط ناقل، Davidson, (1965); Amstutz and Bubinicek, (1967) and Selley, (1976, 1994) . ويجدر الإشارة هنا إلى أن دمج الوحل الجيري يشبه إلى حد كبير دمج الوحل العادي (غير الجيري) إلا أن كثيراً من الباحثين مثل Bathurst, (1971); Pray, (1960) and Zankle, (1969) يعتقد أن الوحل الجيري قليل الدموج أو الإحكام وذلك بسبب تعرضه لعملية السمنتة (الالتحام) المبكرة. وبالرغم من أن الوحل الجيري حديث الترسب يفقد ماؤه بشكل مبكر إلا أنه يحتفظ بمسامية عالية (Pettijohn, 1975) .

دموج وإحكام الرمل Compaction of sands

يتضح أيضًا من (شكل ٢٨) أن الرمل يترسب بمسامية أولية تقل بكثير من مسامية الطين، وكذلك يتبين أن مسامية الرمل تنخفض بنسبة أقل بكثير من مسامية الطين عبر نفس زيادة عمق الدفن المصاحب، والسبب في ذلك أنه في حالة الرمل يصبح فقدان المسامية منخفضًا نتيجة الدموج أو الإحكام الطبيعي بينما في حالة الطين تكون مرتفعة، كما أن معظم فقدان المسامية في الرمل هو بسبب عملية السمنتة (الالتحام) السائدة. وشرح (Selley, 1976) إنه اتضح من دراسة بتروغرافية الرمل أن عملية الدموج والإحكام تحدث في الرمل عبر ثلاث صور:

١ ـ نرى في كثير من القطاعات الصخرية المتعامدة لأحجار الرمل الميكائي أن جسيمات الميكا منطوية ومشوهة بسبب ضغط حبيبات الكوارتز من أعلى ومن أسفل. ومن هذا نستنتج أن عملية الدموج قد حدثت.

٢ ـ تحتوي كثير من أحجار الرمل على حبيبات فتاتية من الطين في حجم حبة الرمل. وهذه الفتاتات الطينية تظهر غالبًا مغلفة ومغموسة بين حبيبات الكوارتز الأكثر مقاومة ويدل هذا على أن عملية الدموج والإحكام قد حدثت.

٣ ـ تظهـر كثير من القطاعات الصخرية للرمل حبيبات فتاتية متكسرة، فإذا ظهرت هذه الفتاتات تحت ضوء المجهر العادي غير مشوهة فإنها في الحقيقة تكسرت وأعيدت عملية سمنتتها أو التحامها (Sipple, 1968) ويؤكد هذا أن الدموج الطبيعي قد أخذ مكانه.

وقد تبين من دراسات عديدة أُجْريت على رمال متنوعة أنّ عدد اتصالات الحبيبة لكل حبة يزداد مع زيادة العمق في الدفن. وبشكل مماثل أن طبيعة أو نوعية اتصالات الحبيبة يتغير من نقطة تماس إلى اتصال مقعر ـ محدب وإلى اتصال تشابك (شكل ١٧ أ، ب، جـ) مع ازدياد العمق. تدل هذه الدراسات على أن المسامية تتناقص مع العمق. ولكن تقترح دراسة (Sipple, 1968) أن هذا التناقص في المسامية حدث بسبب عملية السمنتة أو اللحام التي يتعرض لها الرمل في الأعماق وليس بسبب الدموج أو الإحكام. ومن المحتمل أن يفقد الرمل بعض من مساميته الأولية مع ازدياد عمق الدفن وذلك بسبب ضغط السائل الناتج بين حبيبات الكوارتز، إلا أن السبب الرئيس في تناقص مساميـة الرمـل في الأعمـاق يرجع إلى اتسـاع نطاق ونمـو سمنتة الكوارتز الثانوي (Sipple, 1968).

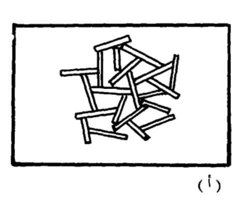
ونختتم حديثنا عن دموج أو إحكام الرمل بالقول إن هناك عملية دمج للرمل وهذه العملية تؤثر بنسبة بسيطة في خفض مسامية الرمل الأولية (أي الموجودة بين الحبيبات). ويوضح لنا (شكل ٢٨) أن أثناء فترة الدفن المبكرة للرمل يكون الانخفاض في المسـامية قليلاً جدًّا مع أن عملية دموج الرمل في هذا المستوى تكون عالية وهذا يعاكس بشدة ما يحدث بالنسبة للطين عند نفس المستوى. كما يبين (شكل ٢٨) أن بمقدور الرمل الاحتفاظ بمعدل مساميته إلى أعماق كبيرة بينما العكس صحيح بالنسبة للطين.

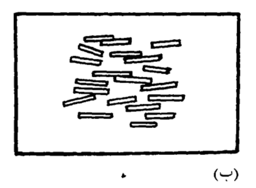
ويتبـين لنا من الشرح السابق أن باستطاعة الرمل، الدموج والإحكام خاصة تحت عمق قليل (أو سطحي) وخاصة إذا كان ترابط الرمل ضعيفًا ويحتوي على نسبة عالية من الجسيمات الناعمة في أرضيته. أخيرًا يتحتم علينا أن نتذكر أن عملية الدموج والإحكام ليست العامل الرئيس في تخريب أو انخفاض مسامية الرمل وإنما التناقص المستمر للمسامية مع ازدياد العمق يحدث بسبب عملية السمنتة المصاحبة.

ملخص عملية الدموج أو الإحكام

تتعرض جميع الرواسب سواء كانت الرواسب مسمنتة أم غير مسمنتة، لعملية الإحكام أو دمج الحبيبات. ويتسبب في عملية الدموج الضغط الصادر من ثقل الرواسب العلوية أو من حدوث تشوه بنائي لهذه الرواسب وينتج عن كلتا الحالتين انخفاض في المسامات الفراغية داخل جسم هذه الرواسب. ويصاحب انخفاض المسامات الفراغية طرد المياه المتخللة لهذه المسامات ومن ثم انخفاض في حجم الرواسب. وتؤثر عملية الدموج في جميع الرواسب ولكن تأثيرها يكون أكثر وضوحًا في الرواسب ذات الحبيبات الناعمة مثل الغرين والطين. وتكون معادن الطين قبل تعرضها لعملية الدموج أو الإحكام مفككة وذات ترابط مفتوح.

ويتحكم في هذا الترابط سرعة الترسيب ودرجة تركيز حجم جسيمات الطين في الماء. وتعتمد عملية دموج الرواسب الناعمة على سرعة طرد الماء من المسامات. وتكون جسيمات الطين قبل الدموج أو الإحكام غير منتظمة التوجيه. وبعد عملية ميكانيكية الدموج يصبح توجيهها على نسق موازٍ بعضها البعض (شكل ٢٩). ولكن يبدو أن نمو هذا الاختيار من التوجيه المتوازي والذي تعكسه جسيمات معادن الطين يبدأ في المرحلة المبكرة جدًا لعملية الدموج وعند ضغط تقريبي ١ كجم لكل ١ سم^{٢} (Friedman and Sanders, 1978). كما يبدو أن فقدان المسامية مع ازدياد العمق في الدفن يحدث حتى بالنسبة للطين الصفحي، ويكون السبب في ذلك كبيراً نتيجة





(أ) (ب)

شكل (٢٩). صفائح من معدن الطين، (عن: Meade, 1966)
(أ) قبل اتمام عملية الدموج أو الإحكام
(ب) بعد اتمام عملية الدموج أو الإحكام

العملية الكيميائية المشاركة في ترسيب المواد اللاحمة عوضًا عن التضاغط الميكانيكي لهذه الرواسب.

إن رواسب الجير تكون أقل عرضة لعملية الدموج والإحكام من الرواسب الفتاتية (مثل الطين، الغرين، الرمل والطين الصفحي)، ويرجع تجاوب انخفاض مسامية رواسب الجير مع الدفن بشكل كبير إلى ميكانيكية ترسيب السائل وليس إلى إعادة ترتيب طبيعة وضع الجسيمات أو تفتيت هذه الجسيمات. أشارت نتائج كثير من الدراسات التي أجريت على أحجار جير قديمة إلى أن معظم جسيمات هذه الرواسب غير مشوهة. ولأن حجم حبيبات الجير تكون في معظم الأحيان ناعمة، لذلك ربما نتوقع أن يظهر الطين الجيري مقدارًا كبيرًا من التأثر بعملية الدموج والإحكام وتكون مشابهة لما يطرأ في الطين. ولكن الوحل الجيري لا يأخذ المنهاج نفسه الذي أخذته رواسب معادن الطين. ويصبح كثير من الأوحال الجيرية في البيئة الترسيبية عقدية نتيجة نشاط الحيوانات الموجودة. ويندر أن يظهر الوحل الجيري القديم مقومات تثبت تشوه العقد الطينية.

إن العوامل التي تؤثر على عملية الدموج والإحكام (Compaction) في الرمل هي شكل وتصنيف الجسيمات وعمق الدفن. ويكون تجاوب حبيبات الرمل أثناء عملية الدموج والإحكام بأن تتزحزح وتعيد ترتيب ترابطها بشكل أكثر كثافة ومن ثم تنخفض المسامية. ويكون الرمل الرديء التصنيف وذو الحبيبات المزواة أكثر تضاغطًا (متقاربة حبيباته) من الرمل الجيد التصنيف وذو الحبيبات المستديرة.

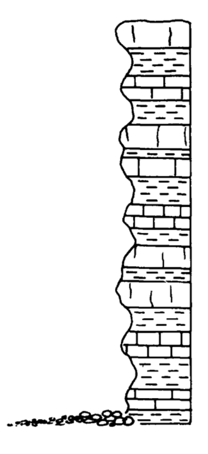
تدل نتائج كثير من الجيولوجيين على أن الحمل (الثقل) وعملية الدموج المشوهة، وخاصة التي تحدث في الأوحال، تقود إلى انخفاض كبير في حجم المسامات وطرد السوائب بما فيها الهيدروكربون (النفط). وربما تهاجر هذه السوائب المطرودة إلى طبقات رملية عديمة أو قليلة التضاغط. وإذا وجد النفط فمن المحتمل أن يصطاد في مكامن أحجار الرمل أو الجير.

ويمكن حدوث عملية الإحكام أو الدموج في صخر حجر الجير أو صخر ملح الطعام إذا كانت ملتحمة مع أو مجاورة لجسم مائي، فإنها تذاب بسبب ازدياد الإذابة من خلال ازدياد الضغط. وتعرف هذه العملية بضغط السائل ويكون مضمون تأثيرها

مختلفًا عن الإعـادة الميكـانيكية لترتيب الحبيبات المتجاوبة للضغط الصادر من ثقل الرواسب العلوية .

لمزيد من التفاصيل عن الخصائص الطبيعية للحبيبات راجع : Selley, (1994) and Boggo (1995) .

الفصل الثالث



التجوية

● مقدمة ● الدورة الرسوبية ● التجوية الفيزيائية ● التجوية الكيميائية ● التجوية الحيوية وتكوين التربة.

مقدمة

التجوية (Weathering) هي تفتت الصخر نتيجة لعوامل التعرية المختلفة (أثر الرياح والأمطار إلى آخره). وينتج عن التجوية تكسر أو تفتت الصخر عند سطح الأرض مكونًا جسيمات صخرية مفككة تعرف بالتربة. ويُعرَّف الحت (Erosion) بالعمليات التي تزيح نواتج التجوية أو الرواسب المتكونة حديثًا من طبقة الصخر المعرض لعمليات التجوية.

وتعتبر التجوية بمثابة عمليات تكسير وتغيير للمواد الصخرية بالقرب من سطح الأرض لتنتج ما هو أكثر توازنًا مع الحالات الفيزيائية أو الكيميائية الحديثة التأثير في المنطقة.

وبشكل عام فإن التجوية تُظْهر تجاوب الصخر لما يتعرض له من حرارة منخفضة وضغط منخفض ومع ضرورة توافر الماء والهواء. وليست التجوية مقصورة على تخفيض معادن الصخر إلى جسيمات أساسية ولكن تكوين معادن جديدة في قطاع التجوية ويكون مقبولاً إذا اعتبر ذلك جزءًا من عملية التجوية نفسها. وهذا يغاير عمليات النشأة المابَعْدِيَّة (Diagenesis) والمتعرضة لها بعض الصخور والتي تحدث تغيراً في هذه الرواسب مكونة معادن جديدة. ويتم ذلك عندما تتعمق الرواسب نتيجة دفنها وبزيادة الضغط المحيط بها تدمج وتحكم حبيبات المعادن أكثر مما كانت عليه مع عدم ضرورة توافر الهواء والماء لإتمام هذه العملية كما هو الوضع في التجوية. كما أن عملية النشأة المابَعْدِيَّة مقصورة ومتوقفة على نوعية بيئات الترسيب وهذا يغاير الوضع بالنسبة للتجوية.

وتصبح التجوية المكان المناسب لبدء الدورة الجيولوجية أو بالأخص الدورة الترسيبية. وربما تنقل نواتج التجوية أو مجويات الصخر بطرق ميكانيكية أو كذوائب سائلة (أو محلولة) أي على هيئة محاليل. والصخور المبرية أو الممسوحة يطلق عليها مصطلح الحت (أو نحات الصخر). وحركة هذه المواد الصخرية تسمى انتقالاً. وتشكل التجوية والحت معًا ما يعرف بعملية التعرية (Denudation).

ويمكننا القول إن الصخور تتغير بمجرد تعرضها للأحوال الجوية عند سطح الأرض. ويعتبر هذا التغير بشكل أساسي عملية كيميائية تتأثر من خلالها معادن

السليكا الأصلية بواسطة محاليل عضوية وغير عضوية منخفضة الحرارة. وتُحكم التفاعلات التي تحدث بين معادن السليكا والمحاليل بقوانين كيمياء السائل، والتوازن وعوامل الأكسدة والاختزال. ويحكم نتائج مجموع التفاعلات الكيميائية عدد من العوامل التي تنتج من حالة ثابتة لبيئة كيميائية في أي نطاق معين من سطح الأرض (Carroll, 1970) . ويظهر تأثير العوامل المختلفة وعمليات التجوية المتفاعلة مع الصخور بتغير في كل من معادن وكيمياء وحجوم الحبيبات للمادة المجواة إذا ما قورنت بصخر غير مجوي. ويمكن وصف التغييرات المؤثرة في صخر طازج كنتيجة للتجوية بتحلل جزئي أو كلي لبعض المعادن وثبات معادن أخرى وأكسدة أيونات الحديد من (Fe_2) إلى (Fe_3) وتنشيط جزئي أو كلي لكل من العناصر الكيميائية الأساسية أو الضئيلة (Carroll, 1970) . وتضيف (Carroll, 1970) أن هذه التفاعلات حدثت بسبب إذابة المكونات المعدنية ومسامية الصخر التي إما أن تزيد أو تقلل من التحلل أو الإذابة بالماء. إن تشبع الصخر بالماء الجوفي يكون ضروريًا لأنه في الحالات الأقل تشبعًا تكون المعادن مبللة وتذاب في محاليل الماء ومن ثم تزداد التفاعلات التي ينتج عنها إزاحة محاليل المواد (مثل الكلسيت). وتحدث تفاعلات بين معدن جديد وسائل، وتفاعلات بين مواد متجوية (مثل الطين) ومعادن. وتختلف مكونات الصخر المعدنية في تفاعلاتها مع الماء النقي وتظهر مثل هذه التفاعلات بشكل عام بواسطة درجة حموضة (pH) السائل. ويختلف تفاعل الحموض المخففة والقلْويات (Alkalies) المخففة باختلاف المعادن.

وفي المراحل الأولى من التجوية الكيميائية للصخور ينتج سائل قِلْوي بتغير الفلسبار. وتكون معظم التفاعلات التي تلي ذلك حامضية، وفي هذه الحالة تذاب السليكا تدريجيًا من الصخر تاركة ألومينا (Alumina) مركزة. وبنهاية التخلص من السليكا يتكون مواد مشبعة بالألومينا غير النقية، وغالبًا ما تكون مواد حديدية مشكلة بذلك تربة اللاتريت (التربة الحمراء) وإذا تواجد قليل من الحديد في الصخر الأصلي ينتج في هذه الحالة صخر البوكسيت (Carroll, 1970).

وقد لخصت (Carroll, 1970) العمليات الأساسية للتجوية في المعادلة التالية والتي تظهر التفاعل الكيميائي الذي يحدث أثناء التجوية وما ينتج عنه:

(غلاف جوي + غلاف حيوي + غلاف مائي) + غلاف صخري ←

غلاف جوي مجوي + مواد رسوبية متبقية + عناصر كيميائية ذائبة.

وتختلف شدة تفتيت الصخور فيزيائيًا (أو ميكانيكيًا) المرافقة لعملية التجوية الكيميائية طبقًا لظروف المناخ السائد. وتزاح بشكل كبير العناصر الكيميائية نتيجة التغيير المعدني عن طريق التجوية الكيميائية.

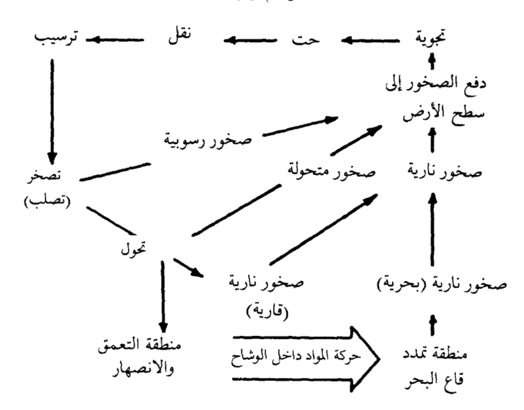
وتشكل عملية الإذابة (الغسل) بالماء عملية أساسية لبيئة التجوية ويكون معظم إمداد الماء من المطر. وفي هذه الحالة إذا تعرض الصخر للغلاف الجوي تبدأ عملية الأكسدة تفاعلاتها. وبالإضافة إلى الأكسجين فإن أهم العناصر الكيميائية الموجودة في الغلاف الصخري هي عنصري السليكا والألومنيوم وبغض النظر عن الكوارتز فإن أكثر العناصر شيوعًا في الغلاف الصخري هي أنواع متعددة من سليكات الألومنيوم (Aluminosilicates) . لذا تختص التجوية الكيميائية بشكل أساسي بكيمياء سليكات الألومينا. وكذلك الأمر فإن نواتج تجوية معادن سليكات الألومنيوم تكون ممثلة في رواسب الطين على سطح الصخر المجوي.

يجدر بنا قبل البدء في الحديث مفصلاً عن طرق التجوية المختلفة وتكوين التربة أن نورد شرحًا موجزًا عن الدورة الرسوبية.

الدورة الرسوبية

تتألف الدورة الرسوبية (Sedimentary cycle) بشكل عام من مراحل التجوية، الحت، الانتقال، الترسيب، التصخر، ارتفاع الصخور أو دفعها إلى أعلى (أي فوق سطح الأرض) ثم التجوية مرة ثانية (شكل ٣٠). ويختص الجزء العلوي من (الشكل ٣٠) بالدورة الرسوبية. أما الجزء السفلي فلا علاقة له بهذه الدورة وإنما أضيف لإيضاح العلاقة الموجودة بين الصخور الرسوبية والصخور الأخرى داخل نطاق الدورة الجيولوجية الشاملة.

وتبدأ الدورة الرسوبية بتجوية منكشفات الصخور أو صخور القشرة الأرضية تحت حرارة عادية وضغط طبيعي ولكن مع توفر عنصري الماء والهواء. وتتم عملية التجوية إما فيزيائيًا عن طريق تكسير وتفتت الصخر ميكانيكيًا (وهذه تسمى تجوية فيزيائية)، أو كيميائيًا عن طريق أكسدة وإذابة مكونات معادن الصخر (وهذه تسمى



شكل (٣٠). الدورة الرسوبية وعلاقتها بنشأة الصخور الأخرى. (عن: Selley, 1976: 1994)

تجوية كيمائية)، أو حيويًا عن طريق العمليات العضوية المؤثرة فيزيائيًا وكيميائيًا على الصخر (وهذه تسمى تجوية حيوية). وتتبع عملية التجوية مباشرة عمليات الحت والتي من خلالها تزاح أو تعرى نواتج التجوية (أي الرواسب حديثة التكوين) من على سطح طبقة الصخر المجوي. ويتم ذلك عن طريق عوامل التحات الأربعة وهي الجاذبية، حركة الجليد، الماء الجاري، والريح (أو الهواء).

وتتضمن عملية الجاذبية الزحف المتدرج لجسيمات الرواسب وشِقف أو قطع الصخر إلى أسفل منحدرات الجبل، وأحيانًا يكون تدحرج هذه المواد إلى أسفل الجبل بشكل شديد أو على هيئة سقوط أو انهيارات خطيرة (Avalanches) . ويحدث الحت الجليدي عن طريق بري وحفر (أو كحت) أسطح صخور القشرة الأرضية بواسطة زحف أو حركة الثلاجات وصفائح الثلج كلما انسابت أو تدفقت ببطء عبر منحدر الجبل تحت تأثير الجاذبية. ويعتبر الماء المتحرك من أقوى عوامل الحت ويتضح تأثيره بشكل كبير من دراسة جيومورفولوجية الأرض. ويتم حت الصخور تحت تأثير الماء

الجاري بعدة طرق منها هطول الأمطار الموسمية في المناطق الصحراوية وأحيانا فيضان بعض الوديان فيها ومن ثم تفتت وإذابة معادن صخور هذه الوديان وما يتبع ذلك من اتساع مساحة هذه الوديان. إن كحت وتعري صخور ضفتي النهر لهو من تأثير استمرارية تدفق الماء في قناة النهر. كذلك الحال بالنسبة لتعري واجهات الجبال المواجهة والقريبة من الشاطيء بسبب تأثير قوة اندفاع واصطدام أمواج البحر المتتابعة والمستمرة على هذه الجبال.

وقد يعتبر نشاط حت الريح عديم النهاية. ويظهر نطاق نشاط حت الريح كبيراً في المناطق الصحراوية حيث تهب الرياح عبر الصحراء الجافة ملتقطة بسرعة سحبًا من الرمال ومسببة بذلك كسح الرمال لكل شيء في طريقها وبارتفاع حوالي متر من سطح الأرض (Selley, 1976) . إن شِدّة كَسْح الرمال المحمولة بالرياح يسبب خدش وبري أوجه الصخور المارة عليها وأيضًا يكحت أشكالاً غريبة من أسفل سفوح الجبال مشكلة بذلك حمل الصخور الأكثر مقاومة للتعرية فوق الجزء المعرى ومع مرور الزمن واستمرار عملية التعرية هذه تنهار الصخور الأكثر مقاومة تحت تأثير الجاذبية مما ينتج عنه تكسر وتفتت الصخر المقاوم إلى قطع أصغر حجمًا وبذا يسهل لعواصف الأمطار في المنطقة نقل هذا الفتات الناشيء من مكانه، وما هو صغير جدًا ينقل بواسطة الهواء أيضًا.

ويلاحظ أن عوامل الحت الأربعة المذكورة آنفًا هي أيضًا عوامل نقل الرواسب اللاحقة. وتكون نواتج التجوية على هيئة رواسب متبقية (Residua) وذوائب (Solutes). الرواسب المتبقية هي نواتج التجوية غير القابلة للذوبان مثل الزلط والرمل والغرين والطين. أما الذوائب فهي أجزاء الصخر الذائبة (أو المتحللة) نتيجة التجوية. ويهمنا معرفة مقدرة عوامل النقل على حمل وتمييز أو اختيار حملها من نواتج التجوية.

إن نشاط الريح من أعظم عوامل النقل اختيارًا لنوعية حمله من الرواسب المجواة. لانه يندر أن تكون سرعة الرياح ذات قوة كافية لنقل حبيبات راسب ذات أقطار حجمها أكبر من ٣٥, ٠مم. هناك نوعان من رواسب الريح فهي إما رمال ذات حبيبات متوسطة إلى ناعمة المقياس وهذه تنقل على ارتفاع قريب من سطح الأرض عن طريق عملية النقل بالقفز وإما طين غريني وهذه تنقل معلقة في الهواء.

أما خاصية النقل بواسطة عاملي النقل بالجاذبية وحركة الثّلاجات، فإن نشاط

هذين العاملين يكون أكثر وضوحًا من خلال الانهيارات الصخرية التي تحدث في أماكن كثيرة. وقدرة هذين العاملين على نقل نواتج التجوية غير محدودة، فهما قادران على حمل جميع نواتج التجوية من ذوائب ورواسب متبقية وبغض النظر عن أحجام حبيباتها. لذا فهما عاملان غير قادرين على فرز رواسب التجوية وليس لديهما القدرة على اختيار نوعية حملهما كما هو الحال بالنسبة لنشاط الريح كعامل نَقْل.

وبالعكس فإن الماء الجاري أكثر عوامل النقل نشاطًا وقدرة على نقل الذوائب من نواتج التجوية. ويكون الماء أقل كفاءة في نقل أجزاء من الرواسب المتبقية من نواتج التجوية. لأنه يندر أن تكون قوة سرعة التيارات المائية قادرة على نقل الكبب والزلط عبر مسافة كبيرة. لذا فان عامل النقل المائي له القدرة على فرز الرمل من الزلط وفتاتات الطين من الرمل ونقلهما إلى مسافات متفاوتة ومن ثم يمكن القول إن لدى الماء الجاري القدرة الكافية على اختيار نوعية حمله كعامل نقل من بين عوامل انتقال الرواسب الأخرى.

ومن الشرح السابق لعوامل نقل الرواسب تجدر الإشارة هنا والتذكر دائمًا بأن فرز (أو تقسيم) الرواسب إلى أصنافها الأساسية من مُدَمْلَكَات ورمل وطين صفحي (غرين وطين) وأحجار جير يتم بواسطة طرق طبيعية بحتة.

التجوية الفيزيائية

تتم التجوية الفيزيائية (Physical weathering) للصخور بطرق ميكانيكية بحتة وذلك عندما تتكسر أو تتفتت الصخور الصلبة إلى كسر مع عدم حدوث تغيير كيميائي لهذه الصخور. ويظهر نشاط التجوية الفيزيائية كبيرًا في مناطق ذات مناخ بارد وجاف جدًّا أو حار وجاف جدًّا (مناخ صحراوي). كما يحدث هذا النوع من التجوية بشكل قليل في مناطق مناخية أخرى مثل المناطق القطبية وتحدث التجوية الفيزيائية نتيجة أحداث متعددة تتعرض لها الصخور الصلبة. ومن بين هذه الأحداث نذكر ما يلي:

نمو البلورة

يتغير حجم الصخر نتيجة نمو (بعض أو جميع بلوراته والتي تحدث ضغوطاً في داخل الصخر. مما يؤدي إلى تكسر أو تفتت الصخر محدثة بذلك تجوية فيزيائية. ويتم

تغيير حجم الصخر بشكل عام إما من خلال تجمد الماء داخل الصخور لتكون ثلجًا أو لنمـو البلورات من السـائل (مثل تجوية نمو بلورات الملح) أو من التغير الكيميائي للمعادن السابقة التواجد (Ollier 1975) .

التجوية بالصقيع

يتمدد حجم الماء إلى حوالي ٩٪ من أضعاف حجمه عند درجة التجمد أي عند درجة صفر سنتيجراد. ويكون لهذا التغيير الكبير في حجم الماء عندما يتجمد، مقدرة واسعـة التـأثـير في تكسير الصخر الحاوي له. ويمكن اعتبار ظاهرة تفتيت الصقيع **الظاهرة الميكانيكية العظمى من بين ظواهر التجوية الفيزيائية. فإذا تجمد الماء الموجود** في فراغات الصخر فإنه ينتج عن ذلك ضغطًا عاليًا على الصخر المحيط، ومع استمرار التمدد والزيادة الطبيعية في حجم الثلج (الماء المتجمد) يرتفع الضغط الواقع على جدار الصخر من الداخل فينتج عنه تكسر وتفلق الصخر ومن ثم تفتته. ويحدث نشاط عملية الصقيع بصـورة مباشرة أو غير مباشرة على الصخر المحيط بها. إن مجرد إتمام عملية تكون الثلج داخل الصخر يكون مردوده تكسير الصخر إلى كِسر متباعدة ومفككة. ويتم مثل هذا العمل بسهولة على طول مستويات تصفح (Planes of fissility) الصخور مكونًا ركامًا من القطع الصخرية المزواة. ومن أنشطة الثلج المباشرة داخل مساحات الصخر دفع أجزاء الصخر بشدة إلى أعلى وكذلك الفصل بين أجزاء الصخر عن طريق كِسرها ويتم ذلك بسبب استمرارية نمو الكتل الثلجية.

وتحدث عملية دفع الصقيع بشدة داخل الرواسب غير المتماسكة والتي تسبب خلط المواد الصخرية ولكن لا تكسر الجسيمات أو الحبيبات الصغيرة. ويحدث تأثير مثل هذه العملية في الصخور النافذة وفي كلتا الحالتين يلعب عامل دفع الصقيع بشدة دورًا كبيرًا في كسر الصخر ميكانيكيًا. وترجع عملية دفع الصقيع بشدة داخل الرواسب عن طريق حركة الماء من خلال الخواص الشعرية بين نواة ثلجية وأرضية غير متجمدة مسببة تجمـد الماء ليكون ثلجًا أكثر فأكثر. ويحدث سحب مستمر للماء حول النواة الثلجية وتجمده، وهكذا تستمر العملية حتى يزداد حجم الكتلة الثلجية ويضيق بها الفراغ المحيط، ومن ثم تخلق فراغًا أكبر ليتناسب مع كثافة حجمها المتزايد مما ينتج عن ذلك

ضغط قوى على جدار الصخر من داخل الفراغ ينتج عنه كَسْر وفلق الصخر المحيط إلى كِسر متعددة. وبعد ذوبان الثلج ربما تستقر هذه الكسر في أماكن جديدة وتتساقط بشكل مبعثر، وربما تسقط الجسيمات الصغيرة في الشقوق المحيطة مانعة بذلك الكِسر الكبيرة من العودة إلى أماكنها الأصلية. ويتوقع من خلال تكرار عملية التجمد وذوبان الجليد أن تكـون هناك فرصة أكبر لانشطار وتفتت الصخر إذا ما قورن بصخر آخر معرض بصورة مستمرة لحرارة منخفضة (Ollier, 1975) .

ويمكن تأثر الإجراف أو الحوائط الصخرية الجبلية في المناطق الباردة والمواجهة للشواطيء البحرية بتجوية الصقيع ولكن يكون التأثير أشد بسبب كتلة قدم الثلج التي تتكـون والممتـدة داخل طبقات الجبل وبارتفاع أقل من نصف متر عن مستوى المد والجـزر، ولاتبعـد هذه الكتلة الثلجية من المنطقة أثناء فترة الجزر. وتقارب قوة هذا الثلج ، قوة ثلج المياه العذبة ويزداد حجمها من الثلج المتساقط أحيانا في هذه المنطقة ومن المياه المتسربـة داخـل هذه الصخور. وتحدث عدة دورات متكررة من التجمد والذوبان لهذه الكتلة الثلجية نتيجة تغير درجة حرارة المنطقة وأيضا بسبب قذف الماء المالح عليها تحت تأثير الأمـواج. وينتج عن هذا كله تكسر وسحق الصخر الموجود فوق مستوى المد والجزر مباشرة ومن ثم إزاحة التراكمات الصخرية في هذه المنطقة بواسطة عواصف الموج (Ollier, 1975) .

التجوية بالملح

تحدث تجوية الملح عن طريق نمو بلورات الملح من محلول يحتوي على أيونات عناصر الملح وينتج عن ذلك تفتت الصخور المحيطة. ويشبه تأثير التفلق هنا عملية تجوية الصقيع إلى حد كبير إلا أن التبلور من محلول يختلف تماما عن تصلب أو تجمد السائل. ويتم تكوين الملح بسبب حدوث عملية البخر وتركيز عناصر الملح في المحلول المتبقي ومن ثم تحدث عملية التبلور ونمو بلورات الملح محدثة ضغطًا على الصخر المحيط بها بشكل مستمر وكلما ازداد حجم نمو البلورات كلما ازدادت قوة الضغط المصاحبة، وحتى يصبح بمقـدور هذه القـوة كسـر الصخر وتباعـد حبيباته عن بعضها. وبهـذا تشكل تجويـة الملح تجويـة ميكانيكيـة بحتة للصخـور عن طريـق تفتيتها وسحقها . (Wellman and Wilson, 1965)

وبتحرك المحاليل نحو مناطق التبلور داخل التربة والصخور المسامية يتكون الملح وحتى يصبح هناك كمية من الملح، تتشكل طبقات رقيقة أو قشور من الملح عند سطح الأرض وهذه بدورها قد تحدث تجوية بسيطة للفتاتات المعدنية. ويسبب تبلور الأملاح داخل مسامات الصخور المسامية وبالقرب من سطح الصخر تفريق وفصل في حبيبات الصخر، ومن المحتمل أحيانًا حدوث تفسخ أو تقشر في منكشف سطح الصخر (Exfoliation). ويظهر تأثير تجوية الملح في طبقات أحجار الجير المحتوية على كلوريد الصوديوم محدثة تفتت كبير أو أيضًا مكونة قشور على أوجه حائط الجبل مما يصعب تسلقه (Ollier, 1975) .

وقد سجلت ملاحظات عدة لتأثير تجوية الملح في المباني الأسمنتية (المسلحة) ومواد البناء. وقد ذكر (Fox, 1935) أن طبقة ملحية رقيقة (أو قشرة ملحية) تتكون على واجهات بعض المباني الأسمنتية نتيجة تواجد عنصري الكلور والصوديوم في مادة البناء الأصلية. وفي حالة حوائط المباني الاسمنتية المدهونة بدهان مادة البلاستر، فإننا نجد تكون رقيقة نقية من كلوريد الصوديوم (أي القشرة الملحية) بين الحائط ومادة البلاستر من الحائط. وينتج عن ذلك إبعاد وفصل مادة البلاستر من الحائط. وكما تحدث التجوية الملحية بشدة في المناطق الحارة الجافة فقد لوحظ حدوثها في منطقة القطب الجنوبي (Antarctica) كما شرحها كل من (Wellman and Wilson, 1965) ، ولكن لا يعرف سبب ذوبان الملح في مثل هذه المناطق الجافة الباردة. كما تصبح تجوية الملح مهمة في المناطق الساحلية وذلك بسبب حدوث الفيضان المتكرر في هذه المناطق نتيجة ارتفاع مسطحات المد المالحة وما تحدثه من تكسير وتفتيت للصخور والزلط المتاخم تاركة خلفها فتاتات مزواة (Coleman *et al.*, 1966) . ويحدث التفتيت والفصل بين مكونات الصخر المعدنية نتيجة دفع من نمو بلورات الملح في فراغات الصخر وأيضًا يصحبه تجوية كيميائية.

التجوية بأشعة الشمس

تسبب التغيرات في درجة الحرارة تقلصًا وتضخمًا (تمددًا) في الصخور. فيتضخم حجم الصخر نتيجة ارتفاع في درجة حرارته ويتقلص حجمه إذا انخفضت درجة

حرارتـه. وينتج عن تكرار التغيير في درجة الحرارة تكسر الصخر وتفتته. ويستخدم مصطلح التجوية بأشعة الشمس (Insolation weathering) إذا كان عامل التسخين هو أشعـة الشمس. وبما أن الصخر موصل ضعيف للحرارة فإن منحدر القوة الحرارية يحدث بين السطح وداخل الصخر عندما يسخن الصخر. لذا يتسع أو يتمدد سطح الصخر أكبر من داخله محدثًا ضغطًا حول الصخر وربما يقود ذلك إلى تشقق أو تفلق الصخـر. وتتكـون معظم الصخور من معادن مختلفة، وكل معدن من هذه المعادن يختلف من حيث درجـة تسخينـه وعـامل تمدده عن المعدن الآخر. وينتج عن ذلك اختلاف في تمدد هذه المعادن بدرجات متباينة. ومن المعروف أن المعادن القاتمة تمتص الحرارة بصورة أسرع من المعادن الباهتة أو ربما يساعد هذا على وجود اختلاف في تمدد أجزاء الصخر مما يقود إلى تكوين ضغوطات صغيرة داخل الصخر ومن ثم تحدث كسور دقيقة في الصخر ومن المحتمل أن يصاحب ذلك تفتت حبيبي (Ollier, 1975).

وتبلغ تجوية أشعة الشمس ذروتها في مناطق ذات تفاوت كبير بين درجة حرارة النهار والليل، والشتاء والصيف مثل المناطق الصحراوية. فالصخور الموجودة في هذه المناطق تتمدد وتنكمش تبعًا للتفاوت الشاسع في درجات الحرارة والبرودة والتي تتعرض لها الصخـور أثنـاء فترة زمنية قصـيرة. فتتغير أحجام معادن الصخر المختلفة نتيجة التفاوت الكامن في درجة تمددها وانكماشها وذلك طبقًا لخواص المعادن الطبيعية، هذا بالإضافة إلى خشونة سطح الصخر المعرض لأشعة الشمس وعلاقة اتجاه الريح مع سطح الصخر وغيرها من العوامل الأخرى.

وقـد تطرق (Gray, 1965) بالتفصيل لتـأثـير التسخـين ميكانيكيًا على أسطح الصخور المعرّضة لذلك. كما ذكر (Ollier, 1975) بناءً على ما أشارته تقارير عديدة بأن تجوية أشعة الشمس تحدث في أنواع مختلفة من الصخور والتي تكون في معظم الأحيان خاملة كيميائيًا مثل الصّوّان (Flint) والكوارتزيت (المرو النقي) وفي صخور أخرى باهتة وذات حبيبات خشنة وليست بركانية.

ومن بين عوامـل التجوية الفيزيائية الأخرى، تعرض الصُخور للتسخين عن طريق اشتعـال النـيران في بعض الغابات، مسببة إرتفاعًا في درجة أسطح الصـخور المتـواجدة ضمن هذه الغابات أو حتى على مقربة منها. فاختلاف درجة الحرارة بين

سطح الصخر وداخله يسبب تفلق أو تقشر الصخر ومن ثم تفتته.

كذلك يحدث تغيير في حجم الصخر إذا امتص كمية كبيرة من الرطوبة أو الماء. فيتمدد الصخر إذا تخلله الماء وينكمش إذا جف الصخر وذلك إما نتيجة لتبخر الماء أو خروجه بطرق متعددة. وتحدث مثل هذه التجوية (تجوية الرطوبة) في المناطق ذات الرطوبة العالية، بين (٩٠ - ١٠٠٪).

وتحدث التجوية الفيزيائية أيضًا نتيجة عملية البري أو المسح والتي تتعرض لها الصخور أثناء انزلاقها فوق بعضها البعض أو أثناء انتقال الحبيبات فوق سطح طبقة صخرية.

راجع (Ollier, 1975) لكثير من تفاصيل التجوية الفيزيائية.

التجوية الكيميائية

يتجوى كل نوع من الصخور حسب تكوينه المعدني، نسيجه الحبيبي (حجم حبيباته، شكل واستدارة حبيباته، تصنيف حبيباته) والبيئة الكيميائية السائدة حوله، وتكون داخل نطاق ظروف الحموضة (pH) والأكسدة (Eh) التي يتعرض لها الصخر. فمن المعروف أن حموضة السائل (pH) تشير إلى تركيز في أيونات الهيدروجين وبدون العلامة السالبة (أو علامة ناقص). فمثلاً حموضة الماء النقي هي (٧) وتقارن حموضة السوائل الأخرى بدرجة حموضة الماء. فيطلق على السوائل التي حموضتها أقل من (٧) حموض (Acids). ويطلق على السوائل التي درجة حموضتها أكبر من (٧) قِلْويات (Alkaline) انظر جدول رقم (٨).

وتؤثر درجة الحموضة (pH) في ذوبان (Solubility) أو سيولة عدد كبير من المواد. نذكر على سبيل المثال يصبح الحديد محلولاً أو ذائبًا بمقدار ١٠٠,٠٠٠ مرة (أو أكثر) عند درجة حموضة (٦) وتقل بنفس المقدار عند درجة حموضة (٨,٥). كذلك الأمر فإن درجة الحموضة تؤثر بشدة على ذوبان الألومينا والسليكا. فمثلاً تصبح الألومينا أكثر إذابة من السليكا عند درجة حموضة أقل من (٤) ولأنه يندر وجود بيئات بهذه الدرجة من الحموضة لذا لا يحدث إزاحة الألومينا لكي تترك السليكا كمادة متبقية بعد التجوية. ولكن بين درجة حموضة (٥) إلى (٩) تكون الألومينا غير قابلة مطلقًا للذوبان أو التحلل

جدول رقم (٨). مقاييس الحموضة والقِلْوية في السوائل.

pH	بيئة طبيعية
١٠	تربات قِلوية
٩	ماء البحر
٨	تربة كلسية
٧	ماء المطر
٦	ماء الأنهار
٥	تربة حِمضية
٤	ماء الدبال (المستنقع)
٣	ماء المناجم
٢	ينابيع حمضية حارة
١	

(عن: Ollier, 1975)

بينما تصبح السليكا أكثر إذابة. وتقود مثل هذه الظروف إلى إزاحة مختلفة للسليكا (عن طريق إذابة متفاوتة في السليكا) وتكوين تربة اللاتريت أو البوكسيت.

ويمكن وجود بعض العناصر بعدة حالات من الأكسدة، مثل الحديد (يوجد على هيئة Fe_2O_3, FeO) وتعتمد ثبات حالة أكسدة العناصر على التغيير في الطاقة والتي تشتمل على إضافة أو إزاحة الكترونات (من نطاق حلقة ربط عنصر الأكسجين بالعنصر المؤكسد). ويمكن قياس ذلك عدديًا ويمثل عن طريق علاقة أكسدة الهيدروجين إلى أيونات الهيدروجين. ويرمز لعامل الأكسدة بالمصطلح (Eh). ويختلف عامل إمكانية (أو جهد) الأكسدة (Eh) مع تركيز المواد المتفاعلة، فإذا اشترك أيون الهيدروجين أو أكسيد الهيدروجين فإنه يختلف عامل جهد الأكسدة (Eh) مع درجة حموضة (pH) السائل، فيقل عامل جهد الأكسدة (Eh) كلما ازدادت درجة حموضة (pH) السائل. ومن ثم تستمر عملية الأكسدة بثبات وتزداد قلوية السائل» (Ollier, 1975).

يتسبب استمرار هطول الأمطار في تجوية الصخور كيميائيًا ويشكل الماء عامل الإذابة لمادة السليكا داخل نطاق معادن سليكات الألومنيوم. وهذه تشكل كتلة الصخور على سطح الأرض. وبدون الماء يبقى تفتيت الصخور فيزيائيًا هو الأكثر

شيوعًا مع كمية محدودة من الأكسدة. ويمكن اعتبار التجوية الكيميائية بوجود هجوم حمضي عندما يحدث اتصالاً بين الغلاف الصخري والغلاف الجوي (Garrels, 1957). **ويحتوي ماء المطر على ثاني أكسيد الكربون (CO_2) ويكون أكثر حيادة (Neutralized)** كلما تخلخل إلى أسفل. وتأخذ معادن الصخور الماء وآيونات الهيدروجين وتترك الكتيونات (Cations) أو الآيونات الموجبة في الماء المتحرك. وعندما تتكون التربة بسبب تجوية الصخور كيميائيًا فإنه يضاف لهذه التربة غازات منها ثاني أكسيد الكربون، وحموض عضوية آتية من تحلل المواد العضوية وتحول الكائنات العضوية الحية (وتشمل الكائنات الحية الدقيقة والغطاء النباتي). ثم تنقل نواتج التغيير المعدني كمحلول إلى أسفل وبصورة رواسب دقيقة جدًا ومن خلال طريقة حركة الفرز الطبيعية للحبيبات أو الجسيمات المقاومة الناعمة والخشنة. وبهذه الطريقة يمكن تشكيل طبقات من أفاق التربة تكون محتوية نسبيًا على قليل من المعادن، والحبيبات المقاومة (الرمل) ومتبقيات نواتج التحلل الكيميائي (طين، لتريت وبوكسيت،) ويتركز ذلك في الطبقات العلوية.

تعتمد كمية أو درجة التجوية الكيميائية على كل من كمية الماء المتوفرة، لكي تذيب أو تحلل الصخور، وعلى درجة التصريف والتي تحدد بمسامية الصخور وموقع مستوى خزان الماء. وعندما يتحلل أو يذاب الصخر بالماء فإنها تذاب آيونات معينة من معادن الصخور الموجودة في ماء الصرف المار من خلال الصخر. ويتحكم في حركة الماء في منطقة التجوية عدة عوامل، هي الجاذبية، الخاصية الشعرية، الرطوبة والحرارة. وهناك أربعة أنواع من الماء تكون كامنة في منطقة التجوية، كما ذكرتها (Carroll, 1970) :

١ ـ ماء الجاذبية Gravitational water

وهو الماء الذي يتخلل إلى أسفل بين مسامات الصخر، ويعمل على تصريف الآيونات الذائبة.

٢ ـ ماء الخاصية الشعرية Capillary water

وهو الماء المجتذب عن طريق نشاط الخاصية الشعرية داخل المسامات وفي الفراغات الصغيرة.

٣ ـ ماء التبلل Hygroscopic water

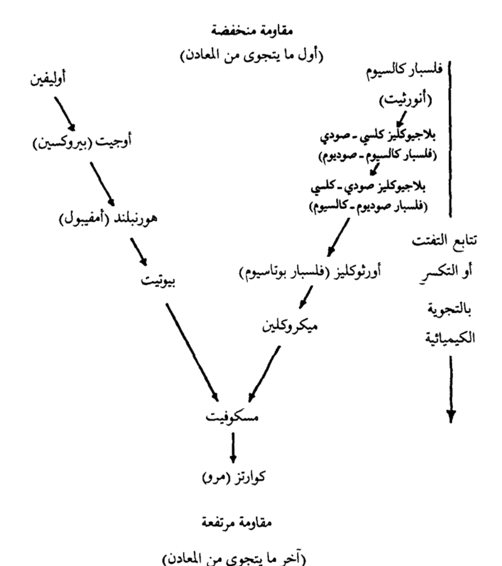
وهو الماء الموجود على شكل غلاف رقيق محيط بالحبيبات وخاصة الجسيمات الدقيقة.

٤ ـ ماء مشترك Combined water

وهو الماء المترابط كيميائيًا والذي يفصل بالحرارة القوية فقط، أو تغير شكل المعدن مثل الجبسيت (Gibbsite $Al_2O_3 . 3H_2O$) إلى بوهميت (Boehmite $Al_2O_3 . 2H_2O$).

ويعمل ماء الخاصية الشعرية كمذيب ويشكل كلًا من هذا الماء وماء التبلل الوسط الذي يتم فيه تبادل الأيونات. ويُكَوِّنْ الماء في تجوية التحلل الكيميائي الوسيط الذي يتسبب في التفاعلات الكيميائية المنتجة لمقطع التربة (Soil profile) . والتركيب البدائي لماء التربة هو تركيب ماء المطر المتساقط عليها ولكن يتغير هذا التركيب عن طريق العناصر الكيميائية في ماء التبلل والموجود في التربة مسبقًا. ويحكم مقياس حموضة (pH) الماء الطبيعي كل من التفاعلات الكيميائية والتوازن بين الأيونات في محلول الماء والتي تحدث بين عناصر مكونات الصخر عندما يتعرض الصخر للماء، ومن ثم تتم عملية التجوية الكيميائية كما شرحت آنفًا.

وباستثناء رواسب التبخير (المتبخرات) فإنه يتفاعل عدد قليل من مكونات الصخر المعدنية مع الماء النقي ولكن عامة تكون المياه الجوفية حمضية ويعود ذلك إلى وفرة ذائب ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الجوي (الهوائي) مكونًا مخفف حمض الكربون. ويرتفع مقياس حموضة (pH) الماء بتوافر أحماض دبالية تكونت نتيجة العمليات الحيوية في التربة. وتشكل عمليات الأكسدة والتشبع بالماء (الإماهة) تفاعلات كيميائية أساسية في تجوية الصخر. وقد تمت دراسات عديدة على تفاوت التجوية الكيميائية لمكونات الصخر المعدنية المختلفة (مثل دراسة كل من: Ruxton 1968 & Parker, 1970). واتضح من نتائج هذه الدراسات أن معدل الحركة النسبية لأكاسيد عناصر مكونات الصخر الأساسية ينخفض من كالسيوم وصوديوم إلى مغنسيوم وبوتاس وسليكون وحديد وألومينيوم. لذا تقل أو تنخفض أولًا هذه العناصر في الصخور المتعرضة للتجوية الكيميائية ثم تُظهر تزايدًا نسبيًا في كميات أكسيد الحديد والألومينا والسليكا (Selley, 1976) . فتحكم الإحداثيات الكيميائية تتابع تجوية مكونات الصخر المعدنية. وهذا التتابع هو معكوس نسق أو سلسلةْ تفاعل بوين لتبلور المعادن النارية (شكل ٣١).



شكل (٣١). سلسلة مقاومة المعادن للتجوية. (عن: Goldich, 1938)

ويعني هذا أنَّ المعدن الذي يتكون أو يتبلور أولاً في سلسلة تفاعل بوين يتجوى أولاً وهكذا.

وتعرف هذه السلسلة بسلسلة مقاومة التجوية التي شكلها الباحث (Goldich, 1938). وأصبحت هذه السلسلة قاعدة تفكيرنا بخصوص مقاومة المعادن في بيئة التجوية. وتميل المعادن إلى تكوين أو إعطاء عناصر معينة عندما تتغير تحت تأثير عمليات التجوية وبمعدلات مختلفة، ويرجع ذلك إلى كل من بنية وتركيب المعادن وإلى

بيئة التجوية. وغالبًا ما تكون كمية المعادن المتخلفة (أو المتبقية) كبيرة وتختلف هذه الكمية طبقًا لسلسلة مقاومة التجوية ولكن يرجع بقاء هذه المعادن بعد التجوية إلى نوعية الصخر الأم (أو صخر المصدر الأصلي). وهناك عوامل أخرى تسبب اختلاف وجود المعادن المتخلفة مثل الظروف المناخية والظروف الطبوغرافية والتي تسود عندما يشكل الصخر التربة (Carroll, 1970).

وتُحْدِث التجوية الكيميائية تَكَسُّرًا في الصخر معطية مكونين أساسيين، هما المحاليل والمتخلفات (أو المتبقيات أو الفضلات). ويشتمل المحلول على عناصر مثل الفلزات القِلوية بشكل أساسي الصوديوم والبوتاسيوم وندرة من المغنسيوم والكالسيوم والأسترنتيوم. وتطرد أو تخرج هذه العناصر بقوة من منطقة التجوية حيث تجد طريقها إلى البحر لكي تترسب فيه مكونة أحجار الجير والدلوميت والمتبخرات (أو أحجار البخر). وتشكل متخلفات أو فضلات التجوية الكيميائية كِسر أو فتاتات صخرية غير قابلة للذوبان بالمياه الجوفية أثناء تعرضها للتجوية. ويلاحظ من (الشكل ٣١) أن هذه المتبقيات يمكن استنتاجها وهي عبارة عن كمية كبيرة من الكوارتز (أو السليكا) ونسب مختلفة من الفلسبار والميكا بناءً على درجة التجوية اللاحقة بها.

وأهم تفاعلات التجوية الكيميائية هو تكوين معادن الطين. ومن المعروف أن هذه المعادن تشكل مجموعة معقدة من سليكات الألومنيوم المائية. وتصنف معادن الطين طبقًا للطريقة التي ترتبط بها سليكات الألومنيوم المائية بكل من الكالسيوم والبوتاسيوم والمغنسيوم والحديد. وتتكسر أو تتفتت المعادن المافية (أو ليفين وبيروكسين) أثناء مراحل التجوية المبكرة مكونة طين الكلور الغني بالحديد والمغنسيوم. وفي الفترة نفسها تشكل تجوية الفلسبارات معادن أطيان مايكات السيريسيت والأليت والكاولينيت.

وكلما تطورت أو تقدمت التجوية يطرد أو يبعد جزء من الأطيان بصور جسيمات طين دقيقة جدًّا ولكن يمكن أو يبقى في مكانه مكونًا راسبًا طينيًّا متخلفًا. وإذا استمرت التجوية أكثر فأكثر فإن جميع الكالسيوم والمغنسيوم يصبح محلولاً ويُبعد نهائيًّا.

وتتكون متخلفات (أو متبقيات) تجوية الصخر الناضج النهائية من كوراتز (إذا توافر في الصخر الأم) وكاولين (أنقى معادن الطين ويتكون فقط من سليكات الألومنيوم المائية) وبوكسيت (ألومينا مائية) وليمونيت (أوكسيد حديد مائي). ولكي يتكون هذا

النوع من المتخلفات بالتجوية الكيميائية المركزة فإنه يتطلب مناخًا دافئًا ورطبًا بالإضافة إلى درجات منخفضة من الحت (Selley, 1976, 1994) . ويوضح (شكل ٣٢) التركيب المعدني لثلاثة رواسب متخلفة من التجوية الكيميائية الشديدة. وهذه الرواسب هي صخور اللاتريت، والبوكسيت وطين الصين.

نوع الصخر
المعـــادن
ألومينا مائية
كاولين
أكاسيد حديد
سليكا
لاتريت (تربة متبقية حمراء)
طين صيني
بوكسيت
تزايد التجوية

شكل (٣٢). التكوين المعدني للرواسب المتخلفة الناتجة عن التجوية الكيميائية المركزة.
(عن: Selley, 1976, 1994)

١ ـ اللاّتريت Laterite

يعتبر صخر اللاّتريت من رواسب التجوية الكيميائية المتخلفة والموجودة في بيئة التجوية نفسها. وصخر اللاّتريت غني بأكاسيد الألومنيوم والحديد المائية وهو أحد صخور نواتج التجوية مثل البوكسيت والقشرة السليكونية أو الصّوانية. وتنخفض فيه مواد مثل الدُبال (تربة نباتية سوداء) والسليكا، والجير وطين السليكات. ولون راسب

اللّاتريت الطبيعي أحمر بني، ترابي المظهر وغالبًا ما يتواجد مفكك ضعيف التلاحم ولكن سرعان ما يتصلب عند تعرضه للهواء، وهذه الخاصية مفيدة في صناعة الطوب من تربة اللّاتريت. ويُظهر اللّاتريت بنيات حُمصية ودودية الشكل. وتكون بنية اللّاتريت الحمصية مستديرة على شكل دوائر متحدة المركز ومتزايدة التدرن أو التضخم وقد يصل قطرها إلى واحد سنتمتر أو أكثر. ويتكون اللّاتريت الدودي البنية من عدة أنابيب لا تربتية صلبة مغموسة بصورة تحت رأسية في أرضية (Matrix) هشة أو غير متماسكة.

وحيث إن الرواسب المتخلفة مثل اللّاتريت تتطلب فترة طويلة من التجوية الكيميائية المركزة حتى يصبح الصخر ناضجًا لذا يوجد اللّاتريت في مناطق ذات تضاريس منخفضة وهذه بدورها ذات معدل تحات منخفض. ومناطق بمثل هذه الظروف تتيح لعمليات التجوية الكيميائية أن تتم بالطريقة المطلوبة لتكوين تربة اللّاتريت. وتأتي المادة الحديدية في صخر اللّاتريت من وجودها الضروري والأصلي في الصخر الأم والذي يشكل عاملاً مهمًا ومصدرًا لتربة اللّاتريت. لذا نجد أن اللّاتريت يتكون بصورة جيدة فوق هِضاب البازلت وصخور متداخلة قاعدية (Selley, 1976). وتربة اللّاتريت منتشرة بكميات كبيرة في معظم أقاليم العالم ذات المناخ المداري الرطب. كما لوحظ وجود تربة اللّاتريت في منطقة عسير على بعض أجزاء طريق ظهران الجنوب بالمملكة العربية السعودية.

٢ ـ البوكسيت Baurite

يتبع صخر البوكسيت لمجموعة رواسب التجوية الكيميائية المتبقية أو المتخلفة. ويتكون البوكسيت من كميات مختلفة من أكاسيد الألومنيوم المائية (مثل معادن الجبسيت (Gibbsite) ، والدايسبور (Diaspore) ، والكليكيت (Chliachite) ، والبوهميت (Boehmite). وتتشكل معادن البوكسيت عن طريق تشبع معادن الطين بالماء، وخاصة معدن الكاولين.

ماء + كاولين ← أكسيد ألومنيوم مائي (بوكسيت) + حمض سليسي

$$H_2O + Al_2O_3 .2SiO_2 .2H_2O \rightarrow Al_2O_3nH_2O + 2SiO_2 .2H_2O$$

لذا يتطلب لتكوين البوكسيت وجود ذوبان أو تحلل معادن الطين النقي. وغالباً يوجد البوكسيت فوق متكونات أحجار الجير المجواة. حيث يتم نتيجة التجوية الكيميائية إذابة وتحلل كربونات الكالسيوم كليةً ومن ثم تبعد من المنطقة بالنقل تاركة خلفها المتخلفات الطينية غير القابلة للذوبان. وبعد إبعاد مادة السليكا منها بالماء تتكون مجموعة معادن البوكسيت في المنطقة نفسها. والطريقة الثانية التي تتم بها تكوين البوكسيت هي عن طريق تجوية رواسب الكاولين إذا تعرض للماء (Valeton 1972, 1973). ويشكل البوكسيت أهمية اقتصادية كبيرة كمصدر وحيد للألومنيوم.

٣ ـ طين الصين China clay

يشار إلى معدن الكاولين بطين الصين وهو عبارة عن معدن طيني يتكون من سليكات الألومينا المائية ($Al_2O_3 .2SiO_2 .2H_2O$). ويعتبر طين الصين أحد متخلفات التجوية الكيميائية. ويتكون طين الصين عن طريق التجوية المركزة لأصناف مختلفة من الصخور ولكن بشكل خاص الصخور الغنية بسليكات الألومنيوم مثل الأطيان الصفحية والصخور المتحولة والنارية الحمضية. وقد أوضح (Bristow, 1969) أن طين الصين يتكون نتيجة إذابة وتغيير معدن الفلسبار في صخر الجرانيت بالمياه الجوفية الساخنة. كما أشار (Selley, 1976) بأنه يمكن انتقال طين الصين عبر مسافات قصيرة من منطقة الماء الساخن وترسيب الرواسب المتخلفة في بيئات بحيرية. وفي هذه الحالة نجد أن طبقات الكاولين محتوية على رمل وفحم حجرى أو لجنيت (Lignite).

وتختلف مكونات معدن الكاولينيت المتبقية أو المتخلفة. فيصبح الكاولين صخر لاتريت إذا ازدادت محتويات الحديد فيه وباستخراج السليكا من الكاولين يتشكل صخر البوكسيت. وإذا تشكل الكاولين كمتخلف على سطح صخور الجرانيت فإنه من الطبيعي أن توجد فيه كميات كبيرة من الكوارتز مما يحتم استخلاصها قبل استعمال الكاولين.

وتظهر أهمية طين الصين (أو الكاولين) الاقتصادية في استخدامه في صناعة الورق والخزف.

التجوية الحيوية وتكوين التربة

تؤثر النباتات التي تنمو تحت ظروف مناطق مناخية مختلفة في الصخور المجواة الموجودة في تلك المناطق. وينتج عن نمو وتحلل النباتات مادة عضوية متحللة. والتي يتكون منها دُبال التربة عن طريق نشاط كل من النباتات الدقيقة والعمليات الكيميائية. كما أن تأثير تفاعل النباتات ونواتجها مع الجسيمات المعدنية للصخور المجواة يسبب تغير التجوية الكيميائية إلى تغييرات جذرية ينتج عنه تكون التربة في المنطقة. وتحدث هذه التغييرات من خلال الأنشطة الحيوية والتي تتفاعل فيها نواتج التجوية الكيميائية للصخر مع ما يضاف إليه من مواد عضوية ودُبال. ويطلق على هذه التجوية تجوية حيوية.

وتُنتج النباتات القسط الأكبر من المادة العضوية في التربة. فتتغير زُبالة الأوراق النباتية والتي منها تتكون خامة الدُبال إلى دُبال حقيقي. ولايقتصر دور النباتات على إنتاج مادة الخامات العضوية في التربة بل بالإضافة إلى ذلك تلعب دورًا مهمًا في التجوية، ولأسباب عديدة. وتقع أهمية كل من النباتات الدقيقة (أغلبيتها بكتيريا) والنباتات الكبيرة (أشجار شجيرات، حشائش وغيرها) في تغيير مواد الصخر المجوي. وحيث إن النباتات الكبيرة تنتج بشكل كبير المادة العضوية إلا أنه ليس بمقدور هذه المواد العضوية أن تتغير إلى دُبال بدون مجهود النباتات الدقيقة. وتعرف النباتات والحيوانات الحية المادة المجواة بفصائل الأحياء. وقد لخصت (Carroll, 1970) تأثير النباتات الكبيرة في الصخور كما يلي:

١ ـ تتم إدارة وتحريك الماء بشكل دائري بين طبقات التربة العميقة والصخر المجوي عند سطح الأرض عن طريق استعمال النباتات للماء المحتوي على عناصر كيميائية.

٢ ـ تمد النباتات الكبيرة زُبالة الورق والتي تكون العنصر الأساسي للدبال.

٣ ـ يوجد تركيز لبعض العناصر في الأوراق والأجزاء الخشبية النباتية وتضاف هذه العناصر إلى تربة السطح مع الأوراق.

٤ ـ عند تحلل وذوبان المواد العضوية للأوراق وسيقان النباتات بالماء، تعطي أحماضًا ومركبات أخرى تذيب العناصر الكيميائية للمعادن في الصخور.

٥ ـ تمتلك جذور النباتات تفاعلاً حمضيًّا والذي يتسبب في تنشيط تحلل الصخر.

٦ ـ تشكل جذور النباتات قنوات داخل الصخور المجواة تساعد على وجود الحركة الدائرية للماء والهواء داخل الصخر.

٧ ـ تضيف جذور النباتات غاز ثاني أكسيد الكربون إلى ماء وهواء التربة ومن ثم يزداد إنتاج حمض الكربون والذي يخفض حموضة الماء المتحرك داخل الصخر مما يزيد قوته في إذابة المعادن.

٨ ـ تدخل خلايا الجذور النباتية في تفاعلات متبادلة مع الكتيونات (Cations) الفلزية الموجودة إما في ماء التربة أو من خلال التبادل المتصل.

٩ ـ تتخلل الجذور النباتية الكبيرة الشقوق والفجوات الموجودة في الصخور الصلبة مسببة تجزئتها إلى قطع صغيرة.

وتوجد الكائنات الحيوانية الدقيقة بشكل واسع في الجزء المجوى العلوي للتربة. كما تستطيع الكائنات الحيوانية الكبيرة من الحَفْر داخل الصخر المجوي وتعمل كوسيط ميكانيكي. وتتكون حيوانات التربة أو القشرة الأرضية المجواة من ثلاث مجموعات حيوانية:

(أ) الحيوانات الدقيقة وهي الكائنات الحية وتكون صغيرة جدًّا ولا تستطيع التأثير في حجم مسامات التربة، وتعيش بشكل رئيسي في أطياف ماء التربة (Protozoa, rotifers, & nematodes) و (Mites and Springtails) التي تعيش في فراغات الهواء.

(ب) الحيوانات الكبيرة مثل دود الأرض slugs ، والنمل termites ، والقواقع snails ، وغيرهم.

(جـ) حيوانات طليقة الحركة مثل الحيوانات القادرة على الحَفْر مثل الفئران والأرانب وغيرها والتي لها تأثير قليل في تنمية التربة.

وليس لدى المجموعة الأولى تأثير على توزيع حجم حبيبات الصخر المجوى ولا على تفتيت بنية مواد التربة. وتخفض أو تقلل المجموعة الثانية من المادة العضوية الموجودة في التربة المجواة وتخلطها مع مكونات التربة غير العضوية. وتعمل كثير من ديدان هذه المجموعة قنوات أو ممرات داخل التربة مما يساعد على زيادة حركة الماء والهواء في التربة. وتقوم حيوانات المجموعة الثالثة بنطاق واسع من العمل على تحريك كميات

كبيرة من المادة المجواة كخلط الأفقين (أ) و(ب) من التربة. وكذلك تزيد هذه الحيوانات من حركة الماء والهواء داخل التربة وتتسبب في إزاحة المواد عن طريق المياه الجارية.

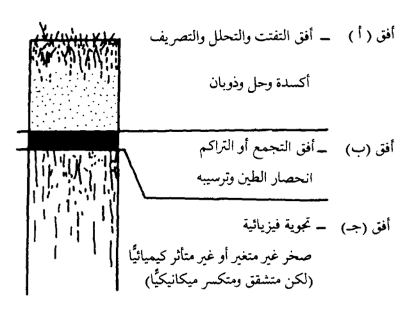
ويتلخص مشاركة عمل الحيوانات الرئيسي للتجوية في إعادة أو تكرار خلط مواد التربة ومن ثم تعريض مادة طازجة إلى عوامل التجوية. وكذلك السماح للهواء والماء من الوصول بيسر إلى الجسيمات المعدنية. وربما تنتقل المادة العضوية إلى أسفل طبقات الصخر المجوي مما يساعد على تجوية الصخر في أبعد أعماق القشرة الأرضية. ويشبه تنفس حيوانات التربة بتنفس النباتات وذلك بزيادة غاز ثاني أكسيد الكربون في محتوى هواء التربة والذي يشكل عاملاً مهمًا في التجوية الكيميائية المصاحبة.

وحيث إن التربة هي نواتج التجوية الحيوية لذا فإنها تشكل جانب التجوية التي تختص بها العمليات الحيوية. وتتكون التربة من ركام فتات صخري ودُبال يتحلل إلى مادة عضوية ذات أصل نباتي واسع. ويتراوح تركيب أو بنية الدُبال من ركام عضوي واضح التعريف مثل أوراق النبات وجذور النبات إلى فتاتات عضوية معقدة وحموض دبالية (Selley, 1976).

ويهتم الجيولوجيون بدراسة علم التربة (Pedology) لما لها من مؤثرات في تجوية الصخر وتكوين الراسب. وقد صنف علماء التربة جانب التربة الرأسي إلى ثلاث مناطق أو آفاق. واستخدم العالم الروسي دكوتشف (Dokuchaiev) الحروف أ، ب، جـ ليشير موضحا إلى آفاق التربة الثلاث (شكل ٣٣).

فسميت المنطقة العلوية والغنية بالمادة العضوية أفق (أ). وسمى صخر الأم للتربة والعميق جدًا والذي يتكون من معادن المادة الطفالية بأفق (جـ). وسميت المنطقة الوسطى بأفق (ب) والتي هي خليط من أفق (أ)، وأفق (جـ). ويشار إلى أفق (أ) بأفق التحات أو التفتت (Eluvial). حيث يكون هذا الأفق أغنى الآفاق بالمواد العضوية وعامة تكون التجوية الكيميائية فيه ذات نشاط أوسع وتحمل المحاليل وتبعد بالمياه الجوفية. وتنتقل إلى أسفل جسيمات الطين متخللة طراز الحبيبات الخشنة من هذا الأفق ومترسبة (أو متجمعة) في أفق التجميع أو التراكم (Illuvail) والذي يعرف بأفق (ب).

ويقع تحت أفق التراكم (ب) طبقات الصخر الأم ويشار إليها بأفق (جـ) الذي تسود فيه التجوية الفيزيائية على كل من عمليات التجوية الكيميائية والتجوية الحيوية.



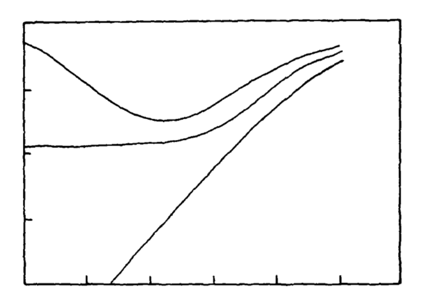
شكل (٣٣). جانب لمقطع التربة وآفاقها الثلاثة الرئيسة. (عن: Selley, 1976, 1994).

ويتدرج أفق (جـ) إلى أسفل حتى يصل طبقة صخرية عديمة التجوية.

ويختلف سمك قطاع جانب التربة من مكان لآخر وليس دائمًا توجد الآفاق الثلاثة، ويرجع ذلك إلى معدل سرعة الحت، ونوعية المناخ السائد وبنية طبقة الصخر المعدنية. وكما شرحنا سالفًا أنه في مناطق التضاريس المرتفعة، بمقدور عملية الحت أن تتم بسرعة خاطفة حتى لا يمكن نمو أو حدوث كل من التجوية وتشكيل التربة في هذه المناطق. وبالعكس حيث يمكن تجوية صخور الجرانيت حتى عمق ١٠٠ متر في مناطق ذات مناخ مداري رطب وتعرف هذه التشكيلات بالجرانيت المجروف والذي فيه ننتقل من أفق «أ» (رمل الأركوز) إلى أفق «جـ» (جرانيت طازج أو غير مجوي) وعدم وجود أفق «ب» بينهما، (Selley, 1976) وأحيانًا بشكل انجراف صخر الجرانيت القديم نتيجة التجوية تكوين خزانات جيدة من الهيدروكربونات لأنه ربما يحتوي على مسامية عالية في أجزائه العلوية ومثال ذلك حقل زيت عقيلة في ليبيا (Williams, 1968).

وللحصول على مزيد من التفاصيل عن موضوع التربة يمكن الرجوع إلى:
Buckman and Brady (1970); Ollier (1975); Selley (1976, 1982, 1990, 1994) and Boggs (1995).

الفصل الرابع



النقل والترسيب

● مقدمة ● النقل والترسيب بالماء ● النقل والترسيب بالهواء ● النقل والترسيب بالثلاجات ● النقل والترسيب بالجاذبية الأرضية .

مقدمة

يصبح الجسيم راسبًا بعد انتهاء حركته من مكانه الأصلي وترسيبه، وتبدأ حركة فتات الرواسب منذ لحظة انفصالها من الصخر الأم وربما تستمر في الحركة إلى ما لانهاية وفي كثير من الأحيان تستقر في مكان ما. ومن المحتمل جدًا أن تكون هناك رواسب موجودة كمحاليل في البحار منذ بداية نشأة هذه البحار. ولا نستبعد أن تكون هناك حبيبات رمل من بعض الشواطيء تحركت مع هذه المحاليل ولا زالت معها عبر ملايين السنين (Twenhofel, 1950) .

وتتعرض الرواسب إلى تغيرات فيزيائية وكيميائية أثناء النقل، وتكتسب كثير من الجسيمات بنيات أو أشكال ترسيبية ذات علاقة وطيدة بطريقة النقل. وتنقل الرواسب بواسطة خمسة عوامل: الماء، الهواء، زحف الجليد، الجاذبية وحركة الحيوانات. وقد دمج (Twenhofel, 1950) وعوامل النقل كالتالي:

١ ـ النقل بالهواء والماء

يتم نقل الرواسب بالهواء والماء بطريقة الزحف والتعلق بواسطة تيارات التعكير أو الاضطراب ذات اللزوجة المنخفضة وفي حالة الماء تنقل بعض الرواسب كمحلول أو كأيونات مذابة (Dissolved ions).

٢ ـ النقل بالجاذبية وزحف الجليد

تُنقل مواد الترسيب بهاتين الطريقتين على شكل كتل أو على هيئة رواسب مجتمعة وبحركة تشبه تدفق رقائق الرواسب في الموائع أو السوائب ذات اللزوجة العالية.

٣ ـ النقل العضوي

تُنقل الرواسب بصورة مباشرة أو غير مباشرة مع حركة الحيوانات.

ويرتبط النقـل بالماء وزحف الجليد بالجاذبية بصورة غير مباشرة ولكن يختلف النقل بهذين الناقلين عن النقل بالجاذبية مباشرة. ويعتبر الماء والهواء عاملين رئيسين لنقل الرواسب. وقد أشرنا باختصار في الفصل الثالث إلى مدى مقدرة عوامل النقل

(مثل الجاذبية، الماء، زحف الجليد والهواء) في اختيار نوعية الحمل من الرواسب لنقلها وأيضًا عن مدى مقدرتهم في تفرقة أو فرز الرواسب أثناء النقل.

وتعتمد نتائج النقل بالماء على بيئة النقل، هل هي بيئة في الأنهار أو البحيرات أو البحار. لأن عوامل النقل هي نفسها في هذه الأوساط ولكن الاختلاف في شدة سرعة النقل. وتتم عملية النقل في كلتا الحالتين بإحدى الطرق الثلاث وهي التدحرج والقفز والتعلق (أو معلقة في الوسط الناقل). وبالمثل فإن عوامل الترسيب تكون أيضًا متشابهة ولكنها تختلف من حيث شدة سرعة الترسيب. لذا تكون الرواسب الناتجة مختلفة جدًّا. ويعتبر الزحف والتعلق من طرق النقل الطبيعية (الفيزيائية) والتي تعتمد على سرعة التيار وحركة التعكير حتى تكون قادرة على نقل جميع الجسيمات التي حجمها من حجم ذرات الطين الناعمة جدًّا فأكبر. وتسمى الرواسب المنقولة بالزحف، بحمل الطبقة أو حمولة القاع. وبتغير سرعة التيار الناقل تتغير طريقة النقل طبقًا لذلك. فمثلاً تنقل بعض الرواسب بالزحف أو التدحرج، فإذا ازدادت سرعة التيار الناقل تتغير طريقة نقل هذه الرواسب وتصبح معلقة في الوسط الناقل والعكس صحيح، أي تتغير من طريقة النقل بالتعلق إلى النقل بالزخف إذا انخفضت سرعة التيار الناقل.

وتحكم قوانين الفيزياء طرق نقل وترسيب الرواسب. وقد أوضح بالتفصيل كل من (1966) ,Allen, (1970b); Bagnold العمليات أو الطرق الفيزيائية للترسيب من وجهة النظر الجيولوجية. فيعني الترسيب، استقرار الجسيمات الصلبة في سائب أو مائع، ويقصد الجيولوجي بالعمليات الترسيبية تلك الطرق التي تنقل وترسب الراسب. وتشير هذه إلى نشاط الماء، الهواء، الجليد والجاذبية في هذه المهمة (Selley, 1976, 1994).

النقل والترسيب بالماء

لقد تحدث العالمان (Ludman and Coch, 1982) عن النقل والترسيب ويمكننا أن ندون ذلك كالتالي:

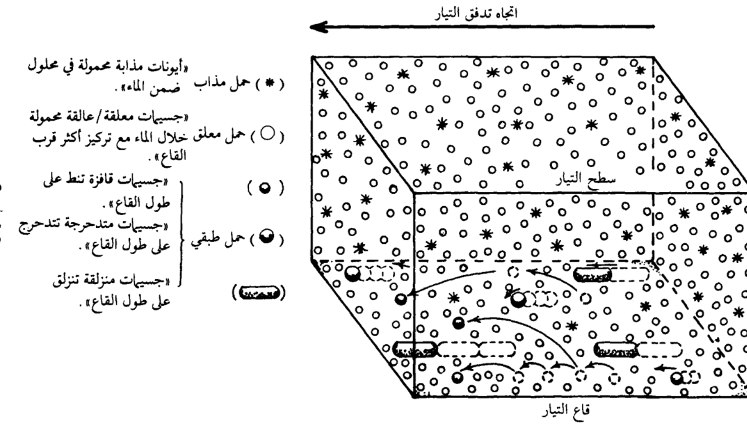
بإمكانية كل من العواصف الريحية الصحراوية والأنهار والجداول وكذلك الأمواج والتيارات المائية الأخرى في البحار والثلاجات البطيئة الحركة أن تنقل كميات

كبيرة من الرواسب. علمًا بأن لكل من الهواء والماء والثلج، كعوامل نقل، لزوجة وكثافة مختلفة، لذلك فإن كل منهم يحمل جسيمات رسوبية بطرقة مختلفة (شكل ٣٤). ويشار إلى المواد الرسوبية المحمولة بأي من هذه الطرق بالحمل (Load). فيحمل بعضًا من الحمل في الماء بشكل طبيعي كجسيمات، ويسمى الحمل الطبيعي (Physical load)، ويحمل البعض الآخر بشكل كيميائي كأيونات في محلول، ويسمى الحِمْل الكيميائي (Chemical load) (شكل ٣٤). بينما تحمل جميع المواد في الهواء بشكل طبيعي كجسيمات. ومع ذلك فإنه من المحتمل أن تقفز أو تنط الجسيمات الرسوبية على طول القاع عندما تنتقل بواسطة تيار مائي وفي الوقت نفسه فإن الأيونات المذابة تتحرك في جزء الماء العلوي (شكل ٣٤).

(أ) النقل والترسيب الكيميائي

لا تقل أهمية الأيونات المذابة في جميع الأجسام المائية الناقلة عن أي من أنواع التشكيلات الصخرية الرسوبية الأخرى إلا أن الأجسام المائية تختلف في كل من المجموع الكمي من الأيونات المذابة والمحمولة فيها والتركيز الكمي أو كمية الأيونات المذابة في كل وحدة حجمية. وتحدد كمية ونوعية الأيونات في الجسم المائي بناءً على ذوبانية المعادن فيه. فيمكن أن يترسب الحمل المذاب عندما تجعل التغييرات الكيميائية أيونات معينة أقل ذوبانية أو حيث يؤدي للتغيير الفيزيائي، كالتبخر مثلاً، إلى زيادة في تركيز أيونات محددة مذابة بحيث لا يسمح بتركيزها بواسطة درجة الحرارة وذوبانية هذه الأيونات في الماء. وعندما ينخفض تركيز الأيونات فإن جزيئات الماء تفصل بين هذه الأيونات وتمنعهم من الاتصال فيما بينها. ولكن إذا زاد تبخر الماء فإن تركيز الأيونات يزداد، ومن ثم تزداد فرصة لقاء الأيونات مع بعضها. وحيث تصطدم الأيونات في هذه المحاليل المركزة فإنها ربما ترتبط معًا وتترسب كبلورات تتراكم مشكلة طبقة من راسب كيميائي. وسيستمر الترسيب حتى يصل تركيز الأيونات المتبقية إلى حد منخفض يكفي لبقاء هذه الأيونات في حالة ذوبانية.

ولذا نجد أن الرواسب الكيميائية تترسب من محاليل عالية التركيز، وتدعى عندئذ بالمتبخرات (Evaporites). وتتشكل المحاليل الأيونية العالية التركيز في أماكن مناخية حارة وقاحلة من المناطق الجغرافية العديدة في العالم. ومن بين المناطق الرئيسة



شكل (٣٤). طرق نقل الراسب في السوائب مثل الأنهار والريح.

(عن: Ludman and Coch, 1982)

التي تتراكم فيها المتبخرات في وقتنا الحاضر الأحواض الصحراوية المعزولة والمناطق الساحلية، وبشكل متفرق في المنحدرات وقيعان الأحواض البحرية المعزولة مثل البحر الميت والبحر الأحمر والبحر الأبيض المتوسط. وعلى سبيل المثال، تحمل الأنهار الأيونات المذابة حتى توصلها إلى أحواض في مناطق حارة وقاحلة مثل واد الموت (Death valley) في أمريكا، حيث يتبخر الماء وتترسب الأيونات المذابة كمتبخرات. كما تتشكل المتبخرات على امتداد سواحل الخليج العربي القاحلة وساحل Trucial coast في الشرق الأوسط. كما يتعرض الماء المصطاد في فراغات أو مسام الرواسب إلى عملية تبخر واسعة النطاق مما ينتج عنه إرساب بلورات الجبس ($CaSO_4 .2H_2O$) والأنهيدريت ($CaSO_4$) في داخل هذه الرواسب. ونلاحظ تماثلاً في خواص بلورات الجبس والأنهيدريت المترسبة حديثًا مع صخور البخر القديمة، مقترحة بأن جزءًا على الأقل من هذه المتبخرات القديمة ربما يكون له أصل النشأة نفسه.

وحينما يصل تشبع الحوض بالأيونات المذابة، فربما يستقر ماء الأجاج الكثيف على أرضية الحوض. وفي لحظات أخرى تتشكل بلورات البخر عند نقاط اتصال أسطح الماء بالهواء في المياه المشبعة. ومن ثم تنزل هذه البلورات إلى أسفل وتتراكم على أرضية الحوض. كما أنه في لحظات أخرى، ربما في الواقع يتبخر ماء الأحواض العميقة كلية، ومن ثم يمكن أن تترسب رواسب البخر في المياه الضحلة والساحلية وتتراكم على أرضيات حوضية عميقة سابقة (Ludman and Coch, 1982).

(ب) النقل والترسيب الفيزيائي

تَحِت (أو تعرى) المياه الجارية من على سطح الأرض الرواسب المتشكلة والمتكونة حديثا فوق طبقة صخرية، والناتجة من التجوية القارية الهوائية ثم تحمل هذه الرواسب في الأنهار. فكلما أزيحت نواتج التجوية من فوق سطح الطبقة المجواة فإن تأثير التجوية يستمر حتى يصل إلى قاعدة الطبقة المجواة أو أبعد من ذلك داخل الصخور البدائية. إن مدى اتساع إزاحة المواد المجواة يعتمد على ظروف المنطقة مثل معدل هطول الأمطار خلال السنة والرطوبة وحالة سطح منحدر الطبقات وظروف صخر الطبقة وغيرها من العوامل.

ولكي نعرف تصرف جسيمات راسب ما أثناء حركته أو انتقاله في سائب ما نطبق

معادلة رينولدز (Reynolds) المستخدمة في وصف فيزياء الحبيبات الصلبة في السوائل. ويعطى القانون الفيزيائي التالي عدد رونالدز:

$$R = \frac{U\,dp}{\mu}$$

حيث R = عدد رينولدز، U = سرعة الجسيم، d = قطر الجسيم، p = كثافة الجسيم و μ = لزوجة السائل.

ولأي حالة معطاة، يمكن لعدد رينولدز أن يستخدم للتفرقة بين نوعين مختلفين من تصرف حركة السائب أو المائع داخل محيط صلب، وليكن كروي أو سطح شبه مستدير مثل اسطوانة أو حائط قناة (شكل ٣٥). فإذا كان عدد رينولدز عاليًا فيكون تدفق السائب مضطرب أو عكر مكونًا دوَّامات (Eddies) ذات حركة غير منتظمة أما إذا كان عدد رينولدز منخفضًا فيكون تدفق السائب سلسًا ومترقفًا (Laminar) ، وتنساب حركة خطوط التدفق موازية لسطح حد المحيط (شكل ٣٥). وباعتبار تدفق السائب في أسطوانة يكون الحد الفاصل من عدد رينولدز والذي يفصل بين التدفق المضطرب (Turbulent flow) والتدفق المترقق الهاديء (Laminar flow) هو ٢٠٠٠ (Selley, 1976) .

وبالنسبة لجسيم في سائب فإن العدد الحرج (أو الحد الفاصل) هو تقريبًا واحد.

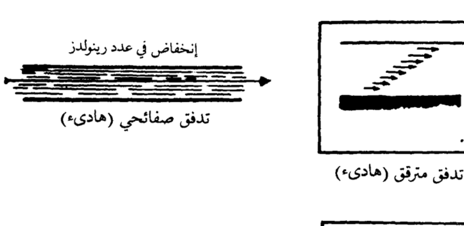
والمعامل الثاني لديناميكية السائب أو المائع هو عدد فِرُويدْ (Froude) ويمثل هذا العدد النسبة الموجودة بين القوة المطلوبة لايقاف حركة جسيم في سائب وقوة الجاذبية، والتي تتمثل في نسبة القوة البادئة (الدافعة) وقوة زيادة سرعة الحركة بسبب الجاذبية. وعدد فِرُويدْ يتمثل في القانون التالي:

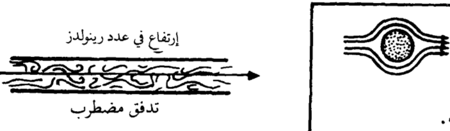
$$F = \frac{U}{\sqrt{gL}}$$

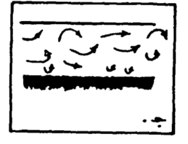
حيث F = عدد فِرُويدْ، U = سرعة الجسيم، L = القوة البادئة (الدافعة)، وهذه عبارة عن طول المسافة التي قطعها الجسيم قبل أن يستقر (يقف)، و g = قوة تزايد الحركة بسبب الجاذبية.

ولتدفق سائب في قنوات مفتوحة فإن عدد فِرُويدْ يصبح كالآتي:

$$F = \frac{U}{\sqrt{gD}}$$





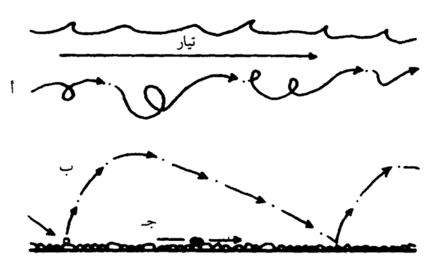


شكل (٣٥). الاختلاف بين التدفق الهادىء والتدفق المضطرب
(عن: Selley, 1976; Friedman and Sanders, 1978)

حيث D = عمق القناة و U = معدل سرعة التيار.

ويميز أو يفصل بين النوعين من تدفق المائع أو السائب في قنوات مفتوحة، (Laminar or turbulent)، هو العدد واحد لفرويد. أي أن أقل من واحد يعكس تدفقًا هادئًا وأكبر من واحد يشير إلى تدفق مضطرب. ويعطي كل تدفق نوعية خاصة من تكوينات أو تشكيلات طبقية وأيضًا بنيات رسوبية معينة.

وقد اعتبر علماء الفيزياء الغازات (Gases) والسوائل (Liquids) سويًّا كسوائب أو موائع (Fluids) وذلك لأنهم لا يُشْبِهُون المواد الصلبة، وليس لدى الاثنين قوة التمزق المتوافرة في المواد الصلبة. لذا نجد أن حركة تصرف الحبيبات الصلبة تكون في الأوساط السائلة والغازية متقاربة ومتشابهة ومن ثم يخلو من تشابه التشكيلة الطبقية والبنيات الرسوبية المتكونة في رواسب هبوب الرياح والرواسب المستقرة في الماء وهذه مشكلة رئيسة في التفرقة بينهما في الصخور الرسوبية. لأن بمقدور الحبيبة أن تتحرك في السوائب أو الموائع (الهواء والسائل) بالطرق الثلاث المختلفة وهي الدحرجة والقفز أو التعلق، (شكل ٣٦).



شكل (٣٦). ميكانيكية حركة الحبيبة. (عن: Selley, 1976)
أ ـ عالقة، ب ـ قافزة، جـ ـ متدحرجة.

(أ) ميكانيكية (حركات) النقل الفيزيائي

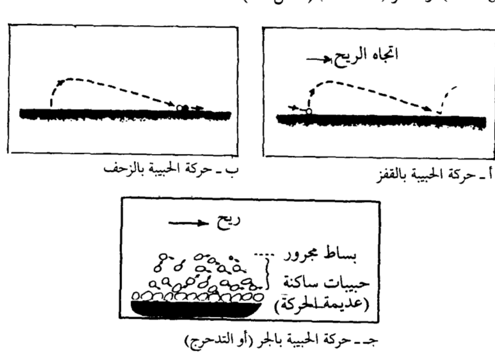
تنقل تيارات الماء أو الهواء الرواسب غير الذوابة بطريقتين حركيتين متضاربتين وبهما نعرف نوعين من الحمل:

١ ـ الحمل المعلق Suspended load

وفيه تفصل التيارات الرواسب الناعمة، (حجوم حبيبات الغرين وحجوم حبيبات الطين بنسب مختلفة وحجوم حبيبات الرمل الناعمة جدًّا) ومن ثم تنقلها معلقة داخل جسم (محيط) التدفق الرئيس. وتكون تيارات التدفق المضطرب (Turbulent flow) العامل الرئيس في نقل هذه الرواسب بهذه الطريقة.

٢ ـ الحمل الطبقي Bed load

وفيه تنقل تيارات التدفق، الرواسب الكبيرة الحجم (مثل الرمل والحصى الصغير وغيره من أحجام الجسيمات الأخرى) على مقربة من سطح الطبقة أو على سطح الطبقة التي يسير عبرها التيار مباشرة (تيار الماء أو الهواء). وعندما تنخفض سرعة التيار الناقل تستقر هذه الحبيبات على سطح الطبقة. وأحيانا يشار إلى هذا النوع من النقل بالنقل المسحوب أو المجرور (Transport by traction) ويكون نتيجة التيارات المسحوبة (Traction currents) على مقربة من سطح الطبقة أو محيط تدفق الوسط الناقل. ويطلق على هذه الرواسب اسم رواسب الحمل المجرور أو المسحوب (Traction load deposits) وتشمل هذه الرواسب، الرواسب المنقولة بالزحف (Creeping) أو التدحرج (Rolling) أو القفز (Saltation) (شكل ٣٧).



شكل (٣٧). حركات انتقال الحبيبة. (عن: Imbrie and Buchanan, 1965)

ولقد درس العالم فِيشَرْ (Visher, 1965b, 1969) بالتفصيل العلاقة الموجودة بين أنماط نقل الراسب (المعلق والقافز والزاحف أو المتدحرج فوق سطح القاع) (Suspension, saltation and surface creep) والتوزيعات الحجمية للحبيبات كما

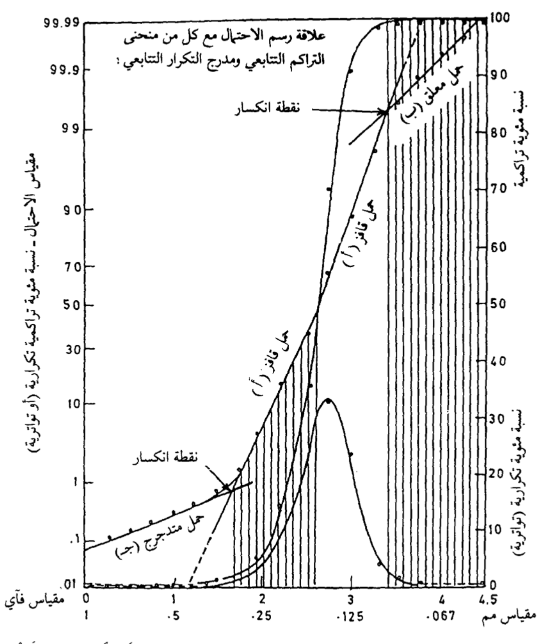
تُستنبط من منحنيات احتمالات التوزيع الحجمي للحبيبة (شكل ٣٨).

ويوضح هذا الشكل فرضيات فِيشَرْ في عمليات النقل الثلاث وعلاقتها مع الحجم الحبيبي ومواقع نقاط الانكسار التي تفصل بين كل نمطي نقل. ولقد لوحظ عدم ظهور الرسومات البيانية لمنحنيات الاحتمالات الحجمية للحبيبات بشكل خط مستقيم واحد مستمر وإنما ظهرت بصورة خطين أو ثلاثة أو حتى أكثر من ذلك أحيانًا، ولكل واحد من هذه الخطوط ميل يختلف عن الآخر وينفصل كل خط عن الذي فوقه أو تحته بنقطة انكسار (شكل ٣٨). وتدل هذه المنحنيات الخطية المتجزئة على عدم تكون كل العينة المفحوصة من مجموعة مكونات واحدة ولكنها ذات توزيع حجمي حبيبي عادي مفرد، حيث يشير كل ميل من ميول كل خط مستقيم منفصل بالإضافة إلى مواقع نقاط انكسارات هذه الخطوط إلى ميكانيكية الترسيب (Friedman and Sanders 1978).

ويمكن تفسير نقل الرمل الذي يظهر منحناه التوزيعي الحجمي على ثلاثة أو أربعة خطوط قطعية مستقيمة كما في (الشكل ٣٨) بما يلي:

- يمثل الخط الموجود في الجزء العلوي من التوزيع الحجمي والذي يشغل الجزء الناعم من العينة ترسيب الجسيمات المحمولة بالتعلق.
- يمثل الخط المتوسط (أو الخطين الأوسطين كما في الشكل نفسه) والأكبر طولاً ذلك الجزء من الراسب المنقول بالقفز.
- يمثل الجزء الخشن ـ الموجود في أسفل المنحنى والذي يظهر بشكل خط قصير ـ ترسيب الحبيبات المنقولة بالتدحرج أو المسحوبة على سطح القاع (Visher 1965b; Friedman and Sanders, 1978).

وتبين من تطبيقات العالم فِيشَرْ (Visher 1965b, 1972) على الرواسب الحديثة لبيئات مختلفة أن رواسب البيئة النهرية تُظْهِرْ أنموذج توزيعي حجمي حبيبي في صورة خطين يمثل أحدهما الحمل العالق ويمثل الآخر الحمل القافز ويكون خط الحمل القافز هو الأطول. وفي كثير من الأحيان لا يعكس منحنى التوزيع الحجمي لراسب البيئة النهرية وجود الخط الثالث القصير والذي يمثل الحمل المتدحرج. وطَبَّق (Moshrif, 1980) التحليل نفسه على متكوني البياض والوسيع واستنبط من ذلك بيئات



شكل (٣٨). يوضح المقارنة بين منحنيات التوزيـع الحجمي الحبيبي وفَرضِيَّات العالم فِيشَرْ في طرق النقل. (Visher, 1969)

نهرية ترسيبية لهذين المتكونين. وبالمثل أيضًا بالنسبة لمتكون الوجيد (Moshrif, 1989). وقد أعطى العالم فِيشَرْ في أبحاثه (Visher 1965b, 1972) عدة نماذج للنقل والترسيب في بيئات رسوبية حديثة مختلفة وعلى طالب الدراسات المتقدمة الرجوع إليها والاستعانة بها عند الحاجة.

وتتم عملية نقل الرواسب تحت تأثير تدفق التيارات الناقلة وبالطرق المذكورة آنفًا (Selley, 1976, 1994) كالتالي:

لا ترفع أبدًا الجسيمات الثقيلة من على سطح الأرض (الطبقة) حيث يقوم التيار الناقل بدحرجتها فوق سطح الأرض مباشرة وتكون هذه الحبيبات متصلة بالحبيبات الأخرى المجاورة. وتقوم نفس سرعة تدفق التيار بنقل الحبيبات الخفيفة بطريقة دفع الحبيبة إلى أعلى (أي رفعها من فوق سطح الطبقة) ونقلها على مقربة من سطح الأرض ثم اسقاطها عندما يفقد التيار سرعته البدائية. ويطلق على هذه الطريقة النقل بالقفز (Saltation) أو النط (Bouncing).

وبنفس سرعة التيار تنقل الجسيمات الأخف وزنًا معلقة في الوسط الناقل ولكن في اتجاه أسفل التدفق ولا تلمس سطح الأرض. (شكل ٣٧). وعلى سبيل المثال في حالة النقل داخل قناة النهر، ينقل الزلط بالتدحرج على سطح قاع القناة وينقل الرمل بالقفز وينقل الغرين والطين معلقًا في وسط انسياب تيار النهر. ويشار إلى حمل الرمل والزلط بالبساط المسحوب أو المجرور (Traction carpet) أو حمل طبقة القناة. ويطلق على الغرين والطين تعبير الحمل العالق. ولصعوبة ملاحظة طريقة النقل في نهر طبيعي وذلك لكون كمية ونوعية المواد المنقولة وعلاقتها بالتيار المتدفق في حركة مستمرة وبشكل شائع ولأن أية قياسات تؤخذ فإنها تسبب إعاقة وارتباك للعمليات نفسها. لذا قام بعض الباحثين بعمل دراسات تجريبية مصطنعة في المختبر ولكنها أقرب ما تكون لما يتم في حقيقة الأمر، ومن بين هؤلاء الباحثين Gilbert, (1914); Bagnold, (1954a, 1957, 1966) and Liu, (1957) وقد استدل بنتائج هذه التجارب كثير من الباحثين الجيولوجيين في تفسيراتهم لطرق نقل الرواسب.

النقل وعلاقة سرعة التيار بحجوم الحبيبات (إيضاح رسم هولسترم لنقل الحبيبات)

أول من أوضح العلاقة الموجودة بين حجوم الحبيبات المنقولة وسرعة التيار الناقل هو العالم هُولِسْتْرُمْ (Hjulstrom, 1935) كما في (شكل ٣٩). وقد يتوقع الشخص أنه

شكل (٣٩). بيان هُولِسْتْرُمْ لايضاح سرعات (طاقات) التيار المطلوبة للقيام بعملية كل من الحت والنقل والترسيب للرواسب المحتوية على حبيبات ذات أحجام مختلفة. (عن: (Sundborg, 1956.

يحتاج إلى تيار جارف ليحرك الحبيبات الكبيرة بينما الجسيمات الصغيرة فإنها تتحرك تحت تأثير تيار ضعيف، ولكن أكثر الرواسب حركة هي الرمال الناعمة. وما يعاكس بداهة توقعات الشخص هو أنه يصعب تعرية أو حت حبيبات أصغر من الرمل الناعم. وذلك بسبب خاصية اللزوجة أو التجاذب الموجودة بين هذه الحبيبات الناعمة جدًّا. أي أن هذه الجسيمات الناعمة تصر على التصاقها مع بعضها البعض وبشكل مستمر. ومن هذا تبين لنا أنه لكي نُزيح أو نَحُت هذه الجسيمات من مكانها فإن التيار المطلوب يجب أن يكون جارفًا وقويًا مثل ذلك التيار الذي يستطيع نقل الحصى الصغير (شكل ٣٩). ويعرف هذا الشكل الذي يوضح العلاقة بين سرعة التيار الناقل وحجوم الحبيبات المنقولة برسم هُولسْتُرُمْ (Hjulstrom 1935, 1939). وفي هذه الحالة ليس من الضروري أن تزداد سرعة تدفق السائل كلما زاد حجم الحبيبات وكما هو ظاهر من أن خاصية اللزوجة التي يتميز بها الطين عن غيره من الرواسب ذات الحبيبات الأكبر حجماً مثل الغرين والرمل الناعم جداً، تعطيه مقاومة أكبر ضد الحت والتعري بسهولة، ولذلك نجد أن طبقات الطين اللزجة والموجودة في قيعان الأنهار تحتاج إلى تيار ذي سرعة عالية جدًّا لحت وتعرية هذه الطبقات وحتى تبدأ جسيمات الطين بالتفكك وفصلها عن بعضها ومن ثم تحريكها من أماكنها. وتعرف هذه الخاصية بعلاقة سرعة التيار المتدفق بحجم الحبيبات المزاحة. ويطلق عليها مصطلح تأثير هولسترم. وتكون هذه الخاصية مسؤولة عن بقاء أو الاحتفاظ برقائق الطين الرقيقة في رواسب مسطحات المد والجزر، مع أن هذه المناطق يسودها نشاط الأمواج.

وأشار العالم سالي (Selley, 1976, 1994) موضحًا أنواع الرواسب الناتجة من أنواع مختلفة من تدفق تيارات الماء والهواء (Fluids). فهناك ثلاثة أنواع من الرواسب صنفت حسب نوعية التيار الناقل لها، وهي كالتالي: رواسب الجر أو السحب (الرواسب المجرورة ورواسب التيار الكثيف) «كثيف العكارة» والرواسب المعلقة. ويكون النقل في التيار المجرور (المسحوب) بشكل رئيسي بتدحرج (الدحرجة) وقفز رواسب حمل الطبقة. وهذا ما يعكسه طراز الحبيبات والبنيات الأولية الرسوبية للرواسب المستقرة أو المترسبة من نقل التيار المسحوب أو على هيئة بساط مجرور (Traction carpet). وعامة تحتوي هذه الرواسب على تقاطعات طبقية رملية. وتعمل تيارات السحب تحت تأثير

الجاذبية (كما هو الحال في الأنهار)، أو تحت تأثير الرياح وقوى المد والجزر في البحار. وتعتبر كثبان رمال الصحراء من الرواسب المجرورة أو المسحوبة (Traction deposits) .

وترجع نشأة رواسب التيارات الكثيفة إلى اختلاط التيارات العالقة والمجرورة وذلك واضح من طراز حبيبات هذه الرواسب وأيضًا من البنيات الأولية المصاحبة وكلتا الخاصيتين تختلف في الوضع بالنسبة للرواسب المسحوبة. وتتكون رواسب التيارات الكثيفة من خليط من الرمل والغرين والطين وتفتقد التقاطعات الطبقية ولكن تُظهر بشكل جيد تدرجًا حبيبيًا طبقيًا (Graded bedding) . وتحدث التيارات الكثيفة نتيجة اختلافات في كثافة السوائب (Fluids) أي في كل من الماء والهواء. وهذا بدوره يصدر عبر التيار لمناطق ذات حرارة طبقية أو ملوحة مختلفة أو سوائل عكرة. وتكون النتيجة أن يتدفق السائب الكثيف بتأثير الجاذبية تحت السائب الأقل كثافة، فتقلب بذلك رواسب طبقات القاع. ويعتبر الجيولوجيون تيار العكر (Turbidity current) من أهم أنواع التدفق الكثيف، وهي ظاهرة أكثر شيوعًا تحت الماء. وتشمل التدفقات العكرة الهوائية نوعيات معينة من انهيارات الصخور (Avalanches) ذات السرعة العالية وتدفقات الطين. وهذه نادرة وأحجامها لاتشكل أهمية ترسيبية ميكانيكية. وكان (Bailey, 1930) أول من ميز بين كثير من الرواسب المختلفة مثل رواسب التقاطعات الطبقية المنقولة بالتيار المجرور أو المسحوب ورواسب العكر المتدرجة (Graded turbidites) والمنقولة بتيارات كثيفة الحمل.

وتستقر الرواسب المعلقة في القاع بعد أن تكون عالقة في وسط التيار الناقل ويتم ذلك عندما تنعدم سرعة التيار كليةً. وتتكون هذه الرواسب من غرين ناعم وطين وتشمل أيضًا تربة اللوس (Loess) المنقولة بالهواء وكذلك فتاتات الوحل اللجي (Pelagic mud) المتواجدة في أعماق قيعان البحار.

وقد لاحظ (Flint *et al.* 1960) أن هناك نوعًا رابعًا من الرواسب تلك المنقولة بالجليد أو الجاذبية وتعرف باسم رواسب الثلاجات أو الرواهص الوحلية (Diamictite). وتمتاز هذه الرواسب بتصنيف رديء جدًا حيث تشتمل على جميع أحجام الحبيبات من الجلاميد والحصى الكبير إلى جسيمات الطين. ويتم تشكيل هذه الرواسب تحت تأثير عمليات تحرك الجليد وتدفق أو انهيارات الطين وغيرها والتي تحدث

فوق سطح الأرض وتحت سطح الماء بسبب عمليات قوة الجاذبية.

وسنناقش بالتفصيل في الجزء المتبقي من هذا الفصل العمليات الترسيبية الأساسية.

(جـ) عمليات النقل والترسيب الفيزيائي المائية

تربط عمليات ترسيب الماء بين ثلاث طرق ترسيبية، وهي ترسيب تيارات السحب (الجر) وترسيب تيارات العكر وترسيب العوالق.

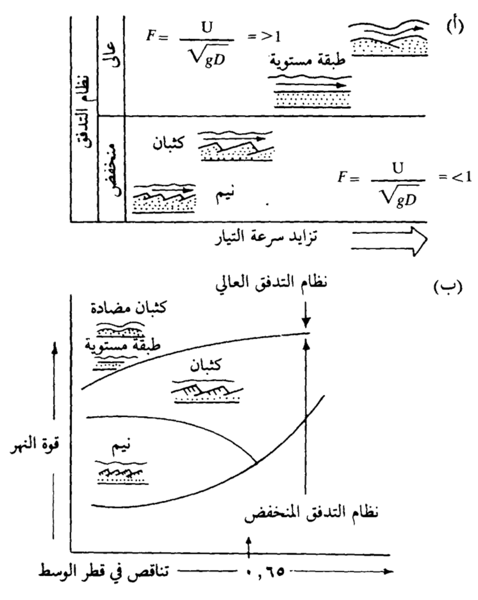
١ - رواسب تيارات السحب (الجر)

يشتمل ترسيب تيارات السحب على جميع العمليات التي بها تنتقل وتتحرك الرواسب على هيئة حمل طبقة وبصورة زحف البساط على الأرض. ويطلق على هذه الرواسب حمل الطبقة لأنها تكون قريبة من القاع أو الأرضية التي تتحرك عليها. ويتم نقل هذه الرواسب بالدحرجة على سطح الطبقة وبطريقة القفز (شكلا ٣٦، ٣٧). وينتج زحف الرواسب من انتظام في حركة الجسيمات والتي تقع معظمها تحت تأثير اصطدام الحبيبات ببعضها. ويتم التتابع في الحركة عن طريق دفع الحبيبات المتحركة واصطدامها بحبيبات ساكنة مسببة حركة الأخيرة. فتصبح الأخيرة في حركة حتى تصطدم بحبيبات أخرى ساكنة في مقدمة تيار الحركة فتدفعها وترسلها في حركة وهكذا تتكرر العملية على طول مجرى التيار. وواضح أن الذي يتحكم في حركة هذه الرواسب هو مدى سرعة التيار. وتشكل حركة الرواسب في القاع غطاءً رمليًا متحركًا (سمكه أقل من ١٠ سم)، (Friedman and Sanders, 1978) . وتتحرك بشدة داخل هذا الغطاء الرملي (ما يسمى بالبساط الزاحف، أو المجرور Traction carpet) الجسيمات مسببة النط والقفز فيها بينها ومعطية ما يسمى النقل بالقفز (Saltation). وباستمرارية إعادة الترسيب وإزاحة (إبعاد) حبيبات الغرين وجسيمات الطين والتي تُحْمَلْ معلقة في وسط التيار، يصبح نقل حبيبات الرمل الناعمة والحبيبات الخفيفة أسرع من نقل الحبيبات الثقيلة. وينتج عن انتقال الرواسب بتيار وحيد الاتجاه «تدرج حجمي» يتناقص فيه حجم الحبيبات في اتجاه أسفل التيار. أي أنه كلما ابتعدنا عن المصدر كلما أصبحت الحبيبات أقل حجمًا (أنعم). ويحدث مثل هذا الانتقال بالتيارات المجرورة

(المسحوبة) ذات الاتجاه الواحد، في قنوات الأنهار. أما في مصبات الأنهار (Estuaries) وفي البحار المفتوحة، فربما تتعرض الرواسب إلى نشاط تيارات ذات اتجاهات متضاربة مثل حركة المد والجزر أو أنظمة أكثر تعقيدًا من ذلك.

ولكي نفهم عملية الترسيب بالتيار المجرور ندرس تجربة (Simons *et al.* 1965) التي أجراها في قنوات محصورة وتحت تأثير تدفق تيار وحيد الاتجاه، والتي تشبه بنسبة عالية مايحدث في قنوات الأنهار. وتبدأ التجربة بطبقة ثابتة ومسطحة من الرمل في أرضية حوض مستطيل يشبه قناة نهر ما، وتكون حركة التيار في هذه الآونة صفرًا. ثم يسمح بمرور الماء منحدرًا داخل هذا الحوض مع زيادة تدريجية في سرعة اندفاع تيار الماء. وتحت هذا التأثير تبدأ حبيبات الرمل بالتدرحرج والقفز متجهة إلى الأمام وينتج عن ذلك تشكيل طبقة نيم رملية تواجه فيها المنحدرات الشديدة للنيم اتجاه أسفل التيار وتكون منحدرات ظهر النيم البسيطة في اتجاه أعلى التيار (شكل ٤٠). وتُحت أو تُعرى حبيبات الرمل من ظهر المنحدر وترسب في منحدر أسفل المجرى (التيار). ومن ثم تتحرك أو تنتقل ببطء علامات النيم مرسبة رقائق متقاطعة رملية في اتجاه أسفل المجرى وبازدياد سرعة التيار يتغير بناء الطبقة من طبقة نيم إلى تشكيل طبقة كثبان رملية. وتشبه هذه الكثبان علامات النيم من حيث الشكل والبنية الداخلية ونمط الهجرة أو الانتقال ولكن تختلف عنها في المقياس إذ تقاس بالسنتيمترات عوضًا عن الديسيمترات التي تقاس به علامات النيم. (Selley, 1976; 1994).

وفي هذه المراحل من تكوين النيم والكثبان يكون عدد فِرُويدْ (Froude number) «والذي شرحناه سابقًا» أقل من واحد. ويقترب هذا العدد من واحد مع زيادة سرعة التيار. وتفصل هذه القيمة بين مستويين من التدفق (العالي والمنخفض). في مستوى التدفق المنخفض، وبعدد فِرُويدْ أقل من واحد، يتم تشكيل أو بناء الرقائق المتقاطعة، التقاطعات الطبقية الرملية من هجرة علامات النيم والكثبان الرملية على التوالي. وبزيادة سرعة تدفق التيار تصبح قيمة عدد فِرُويدْ واحد. والتي عندها تُمْسَحْ تدريجيًا قمم الكثبان ويصبح بناء الطبقة ذا سطح مستو أو مسطح، (شكل ٤٠). ويستمر نقل وترسيب الرمل ولكن في هذه الحالة تستقر الحبيبات في طبقات مستوية ومتوازية وتُصَفّ فيها الحبيبات موازية لاتجاه التيار. ويطلق على هذه المرحلة «تدفق السهم أو الطلقة».



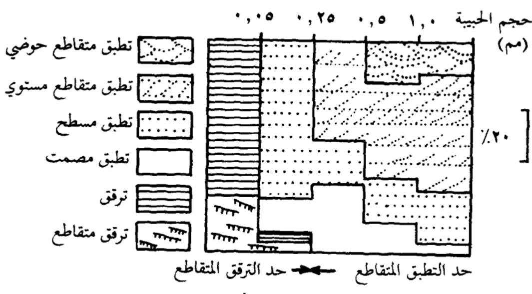
شكل (٤٠). العلاقة بين تشكيل الطبقات والبنيات الرسوبية وأنظمة التدفق المختلفة لتيار مجرور وحيد الإتجاه. (عن : Harms and Fahnestock 1965; Simons *et al.* 1965).

وبزيادة سرعة التيار أكثر من ذلك يرتفع عدد فرُويد إلى أكبر من واحد ومن ثم يتغير بناء الطبقة المستوية إلى طبقة ذات تحدبات مستديرة يطلق عليها «كثبان مضادة Antidunes» (شكل ٤٠). وبعكس الكثبان، تميل هذه التحدبات الرملية بأن تكون قطاعاتها العرضية متماثلة. وربما تشكل أجسامًا ثابتة أو من المحتمل أن تتحرك في اتجاه

أعلى التيار مرسبة مجموعات الواجهة المنحدرة في إتجاه أعلى التيار. ويشار إلى هذا الجزء من التدفق الذي يصبح فيه عدد فِرُويِدْ أكبر من واحد والتي تتكون فيه كل من الطبقات المستوية والحدبات المستديرة الرملية بمستوى التدفق العالي (شكل ٤٠). ويجدر بنا أن نتذكر أنه بانخفاض سرعة التيار المتدفق فإن تتابع بِنْيَات الطبقة السابقة سوف ينعكس، بمعنى أنه تزاح أو تنعدم الحدبات المستديرة وتعطي طبقة مستوية، ثم تتكون طبقة الكثبان، ثم طبقة النيم ونرجع مرة أخرى إلى طبقة الرمل المستوية الأصلية وتعود سرعة التيار إلى صفر كما كانت عليه في البداية (شكل ٤٠).

وتوضح هذه التجربة العلاقة الموجودة بين كل من سرعة التيار وتشكيل الطبقة والبنيات الرسوبية الأولية المصاحبة لذلك. كما أشار (Selley, 1976) أن تجارب أخرى أظهرت أنه إذا بقيت إحداثيات التدفق (مثل السرعة واللزوجة) فإن بداية بناء طبقة وتغييرها إلى أخرى يختلف باختلاف حجم الحبيبات. وقد أعطت هذه التجربة ملاحظة مهمة وهي عدم تكوين النيم عندما تكون الرواسب ذات حبيبات يزيد متوسط أقطارها الساقطة عن ٠,٦٥مم تقريبا (شكلا ٤٠ أ، ب). ويكون القطر الساقط دالة قطر الحبيبة ولزوجة الوسط الناقل. ويقل قطر الحبيبة الساقط مع زيادة اللزوجة. ومن الملاحظة الحقلية البحتة وجد أنه يتوقف تكوين ترققات النيم في رواسب ذات حبيبات أقطارها أكبر من ٠,٥مم تقريبا. وأضاف كل من (Harms and Fahnestock, 1965) أن العامل الرئيس والذي يؤثر في بنية أو تشكيل البنيات الرسوبية الأولية في الطبقات هو درجة حرارة السائب الناقل. وهذا بدوره يتحكم في لزوجة الوسط الناقل ومن ثم في متوسط الأقطار الساقطة من الراسب. وقد بين (الشكل ٤١) العلاقة بين قوة سرعة تيار التدفق في النهر وأحجام أقطار الحبيبات الساقطة وتشكيل الطبقة والبِنْيات الرسوبية المتكونة عن ذلك. ومن دراسة (Selley, 1969) و(شكل ٤١) اتضحت العلاقة القائمة بين حجم الحبيبات والبِنْيات الرسوبية الأوَّلية المتشكلة والمصاحبة والتي استنتجت من فحص رواسب نهرية قديمة ومترسبة عن تيارات مجرورة ووحيدة الاتجاه.

وحيث تختلف تيارات البحار المسحوبة (المجرورة) في سرعاتها واتجاهاتها فإن إحداثيات التدفق تكون معقدة وغير واضحة. ولكن بالنسبة لتشكيل الطبقات



شكل (٤١). العلاقة بين حجم الحبيبات والبِنْيات الرسوبية في الرواسب النهرية.
(عن: Selley, 1969, 1976, 1994)

والبنيات الرسوبية المصاحبة فإنها تشبه تلك المتكونة في قنوات ذات تيارات وحيدة الاتجاه.

٢ ـ رواسب تيارات العكر Turbidites

يتم ترسيب تيارات العكر عن طريق نقل وحركة أجسام مائية عكرة (مُعَكَّرَة) ومحملة بأحمال كبيرة من الرواسب المعلقة. وتتحرك هذه الأجسام المائية العكرة تحت جسم ماء صافي ويطلق عليها التدفق الكثيف. وقد عرّفنا سابقا تدفق التيار الكثيف بذلك التيار الذي ينتج عند خلط تياري جسمين من السوائل، (السوائب) فالسائل الأكثر كثافة يتحرك أسفل السائل الأخف كثافة والعكس صحيح. وقد تحدث تدفقات المياه الكثيفة من اختلافات في درجات الحرارة والملوحة والراسب العالق.

على سبيل المثال تتدفق مياه الأنهار لمسافة كبيرة من الشاطيء فوق مياه البحر الأكثر ملوحة والأعلى كثافة. كذلك تتدفق مياه الأنهار الذائبة من الجليد وأيضًا مياه تيارات مائية قطبية معينة بتأثير الجاذبية، تحت أجسام مائية أقلّ برودة (أدفأ) وأقل كثافة. هذا التنوع المعين في التيار الكثيف نطلق عليه مصطلح «التيار العكر». ويعتقد أن تيارات العكر تشكل عملية رئيسة لنقل وترسيب نسبة عالية من الغطاء الرسوبي

الأرضي. وكان (Bell, 1942) أول من عرَّف الجيولوجيين على مفهوم تدفق التيار العكر. وكانت الفكرة الأصلية عن عملية تدفق التيار العكر بأنها عملية حت وتعرية تأخذ محلها في قاع الوديان البحرية المنحدرة عن حافات منحدرات القارات والدلتا. ولكن هذه الفكرة تغيرت بعد نتائج (Kuenen and Migliorini, 1950) والتي تنص على أن تيارات العكر هي تيارات ترسيب أيضا والتي ينتج عنها ترسيب رواسب الفِلِشْ (Flysch). وتمثل هذه السحن رواسب أحواض القعائر العظمى أو «الترسيب الهابطة أو السريعة» (Geosynclinal troughs). وهي عبارة عن تتابعات طبقية سميكة من الرمل المتبادلة والمتعاقبة مع الطين الصفحي. وتشكل قواعد الطبقات الرملية تغيرًا مفاجئًا بين السحنتين، ويظهر انتقال تدريجي في أعلى طبقات الرمل. وتميل طبقات الرمل أن تكون داخليًا متدرجة الحبيبات ويشير الباحثون الجيولوجيون في دراساتهم إلى هذه الرواسب الرملية ذات الكثافة العالية برواسب العكر أو «صخور العكر» (Turbidites). وفي معظم الأحيان يستعمل مصطلح رواسب الفِلِشْ (Flysch deposits) أو «فلِشْ» فقط كناية عن راسب العكر (Turbidite). ويدل هذا المصطلح على أن هذه الرواسب ترسبت من تيارات العكر التي كانت تسود منطقة الترسيب. وكما توجد هذه الرواسب في مناطق أحزمة الحركات القارية أو في الأحواض البحرية المحاطة بأنشطة الصدوع. وأيضا تحتوي هذه الرواسب على بنيات رسوبية أولية مشوهة وبنيات حت وتعرية مثل القنوات (Channels) وعلامات التخطط (Groove marks)، علامات الأبواق (Flute marks) وغيرها من علامات الحت والتعرية. وتنشأ هذه العلامات بالتيارات العابرة فوق طبقات الوحل الطرية مسببة تآكل وحت وطبع هذه العلامات فوق سطح هذه الطبقة (انظر أشكال هذه البنيات في الفصل الخامس). وعندما تترسب طبقة الرمل التي تعلو طبقة الوحل المعراة يملأ الرمل هذه العلامات. وبعد إزاحة الطبقة الوحلية بالحت والتعرية المتأخرة تترك قوالب هذه البنيات مطبوعة في أسفل سطح الطبقة الرملية. وتعطى هذه العلامات عند دراستها الإحساس بوجود التيارات في المنطقة وأيضًا بعضها يشير إلى اتجاه مجرى هذه التيارات منوهة بذلك عن منطقة مصدر هذه الرواسب (Provenance)، أين نشأت ومن أين أتت. وغالبًا تظهر طبقات الوحل بنيات تشوه نتجت عن حركة رواسب الرمل المتغيرة فوق هذه الطبقات. ومن بين هذه

البنيات الهبوط والانزلاق والدرنات الكاذبة وبنيات الثقل أو الحمل، (انظر الفصل الخامس عن نماذج هذه البنيات).

وقد أشرنا سالفًا إلى أن طبقات رمل رواسب العكر تظهر في معظم الأوقات تدرجًا حبيبيًا وهذا التدرج الحبيبي لا يظهر على أوجه طبقات الرمل وإنما يكون موجودًا داخل الطبقات. وتختص طبقات رمل رواسب العكر بأن يكون تدرجها الحبيبي تنازليًا، بمعنى آخر (تنعم) أو تقل حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى الطبقات (An upward-fining of grain size). وهناك خمسة أنواع من التدرج الحبيبي الطبقي (شكل ٤٢).

١ - **تدرج موزع**. ويظهر هذا التدرج تدرجًا عموديًا، (أو رأسيًا)، تتناقص معه حجوم الحبيبات ولكن يحتفظ بنفس التوزيع مثل تصنيف الراسب (شكل ٤٢ أ).

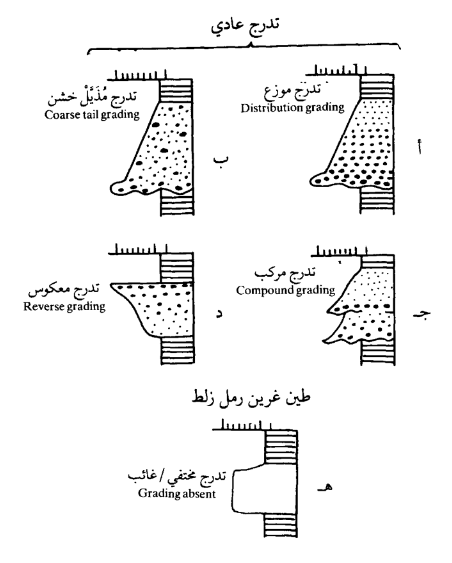
٢ - **تدرج مُذَيَّلْ خشن**. ويحتوي هذا التدرج على تدرج رأسي تتناقص فيه حجوم الحبيبات الكبيرة جدًا كلما اتجهنا إلى أعلى (شكل ٤٢ب) ومن ثم يتحسن تصنيف الراسب في الاتجاه الرأسي. وقد أوضح (Allen, 1970b) أن هذه الاختلافات في حجوم الحبيبات ربما يعود إلى أنواع مختلفة من التدفق الكثيف والتي سادت المنطقة.

٣ - **تدرج مركب**. ويتكون من أكثر من تدرج يوجد في طبقة رملية واحدة. أي أنه يتكرر التدرج نفسه أكثر من مرة داخل طبقة واحدة من الرمل، (شكل ٤٢جـ).

٤ - **تدرج معكوس**. ويُظهر هذا التدرج ازديادًا في حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى الطبقة وهو عكس تدرج الانتشار. (شكل ٤٢د).

٥ - **تدرج مختفي**. أي أن الطبقة تحتوي على حبيبات متجانسة الحجم وتفقد الطبقة سطح التعرية السفلى (شكل ٤٢هـ) كما هو الحال في التدرجات الطبقية الأخرى. وربما يشير تغيب التدرج في سحن العكر إلى أن مصدر هذه الرواسب تتقارب أو تتساوى فيه حجوم الحبيبات المنقولة منه والمترسبة في حوض الترسيب، (Selley, 1976, 1994).

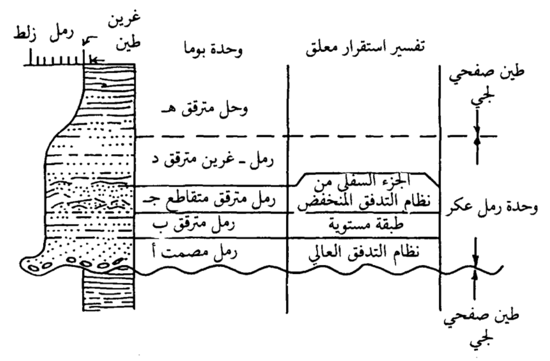
وقد وضح (Bouma, 1962) بالتفصيل البنيات الرسوبية الداخلية في طبقات رواسب العكر والتي ربما تظهر قليلة العدد ولكنها تميل بأن تكون منتظمة الترتيب وأطلق



شكل (٤٢). أنواع التطبق المتدرج. (عن: Selley, 1976, 1994)

عليها «تتابع بوما» (شكل ٤٣). ويتكون هذا التتابع من خمسة مناطق أو وحدات مترتبة من (أ) إلى (هـ). ولقد فسر هذه الوحدات بالنسبة لانسياب التدفق كل من (Walker, 1965) و (Harms and Fahnestock, 1965) و (Hubert, 1967). ويمكن فحص هذا التتابع كالتالي:

يوجد فوق سطح التآكل أو سطح التعرية عند قاعدة التتابع راهص من الحصى الصغير وفتاتات وحل مجلوبة محليًا من تفتت أو تعرية طبقات الوحل السفلية.



شكل (٤٣). وحدة من راسب العكر تبين تتابع بوما الكامل وتفسيرها ضمن نظام التدفقات التيارية. (عن: Selley, 1976, 1994)

ويدل هذا على بداية مرحلة التآكل أو الحت القوية للتيار السائد في المنطقة. ويعلو هذا الراهص وحدة الرمل (أ) المتماسكة وعديمة البنيات الرسوبية. وتشير هذه الوحدة إلى أن الترسيب هنا تم من كثبان مضادة وفي الجزء العلوي لتدفق التيار. وقد اكتشف كل من (Walker, 1967a,b) و (Skipper, 1971) مجموعات الواجهة المنحدرة في اتجاه أعلى التيار لهذه الكثبان المضادة. ويلي وحدة (أ)، وحدة (ب) المترققة والتي يعود ترسيبها إلى تدفق الطلقة أو «تدفق الرمية» من التيار، والمترسبة من تشكيل طبقة مستوية. ويتبع هذه الوحدة وحدة (جـ) ذات الترقق المتقاطع. وغالبا تُظهر هذه الوحدة بنيات ملفوفة أو مطوية (Convolute) مشوهة والتي يرجع في تكوينها مزامنة (أو حدوث) استخراج الماء باندفاع أثناء فترة الترسيب. وتعكس هذه الترققات المتقاطعة ترسيبًا من الجزء السفلي لتدفق التيار. ثم يلي الوحدة (جـ) في التتابع وحدة (د) المترققة والمتكونة من حبيبات رملية ناعمة وغرين. وتأخذ هذه الوحدة في التدرج إلى أعلى حتى تدخل في الوحدة التي تعلوها وهي وحدة (هـ). ووحدة (هـ) عبارة عن وحدة وحل مترققة ومترسبة من

جسيمات الوحل العالقة في وسط التيار، ويطلق عليها الوحل اللّجي (Pelagic mud) . وقد تعجَّب أكثر جيولوجيِّ الحقل ومن بينهم (Bailey, 1930) من الاختلاف الكبير المتواجد بين رواسب الجر أو السحب (Traction deposits) ورواسب العكر. حيث تتشكل رواسب الجر من تقاطعات طبقية رملية نظيفة وتكون محدودة الاتساع أفقيًا، أي أنها لاتغطي مساحات كبيرة. بينما تكون رواسب العكر ذات طبقات رملية مستوية، وتظهر هذه الطبقات تدرجًا حجميًا حبيبيًا. ورمل هذه الطبقات غير نظيف ويحتوي على نسبة عالية من جسيمات طينية (Argillaceous). وغالبًا ما تكون هذه الطبقات ذات اتساع أفقي شاسع، أي أنها تغطي مساحات واسعة من رواسب القارات.

٣ ـ رواسب الماء العالقة

تنقل الجسيمات المعدنية معلقة في الماء لأن جاذبيتها النوعية أكبر من الجاذبية النوعية للماء. ونتيجة لثقل هذه الجسيمات تمر بتجربة الاندفاع الموجه إلى أسفل. ولكن حركة الجسيمات في الماء تعمل بطريقة مضادة لقوة الاحتكاك والتي تزداد مع زيادة سرعة تيار الماء واندفاع الجسيمات إلى الأمام. وهذا النشاط المتعارض لكلتا القوتين يعطى سرعة ثابتة يستقر بها الجسيم في القاع ولكن هذه السرعة تعتمد بشكل كبير على حجم وشكل (تكور) الجسيم (Von Engelhardt *et al.*, 1977) . ومن بين هذه الجسيمات التي تنقل معلقة في الماء الحبيبات الناعمة من الغرين والطين والتي يندر ما تترسب من تيارات الجر وذلك لأنها تميل بأن تنقل معلقة بدلاً من أن تكون ضمن حمل الطبقة أو كجزء من البساط الرملي الزاحف، كما أشرنا عنه في السابق. وقد تحمل كميات معينة من الرمل الناعم والغرين معلقة وتترسب في نهاية مشوار الانتقال ويقل ظهورها باختفائها أو اختلاطها مع رواسب العكر. وتنقل كتل الغرين والطين تحت سطح الماء بميكانيكية التعلق. وباستطاعة رواسب صخور الطين المعلقة أن تترسب في تبادل طبقي أو تبادل ترقفي مع رواسب العكر (Turbidites) أو رواسب السحب (Traction deposits) .

وهناك ثلاثة أنواع من الرواسب المعلقة:

١ ـ الرواسب الناعمة المعلقة والتي تتواجد مع رواسب العكر في أبعد مطاف مسافة الانتقال. ولو أن هذه الرواسب تتواجد في الأحواض الترسيبية البحرية العميقة إلا أنها تكون أكثر اختصاصًا بالبيئات البحرية.

وتـظهـر هذه الطبقات بهيئة ترققات رفيعة متبادلة من الغرين والطين. وهذه الرقائق متسعة أفقيًا بشكل كبير. ويكثر تواجد هذه الرواسب من الرقائق في رواسب بحيرات الجليد. (انظر: Smith, 1959). وتسمى هذه الرقائق القليلة السمك رقائق حولية (Varves). وتتكون كل رقيقة من غرين متبادلة مع رقيقة من الطين. وقد اعتبر هذا التركيب من الترسيب نتيجة ترسيب سنة واحدة. وكما شرحه (Selley, 1976) بأن رقيقة الغرين تمثل الحِمْل المعلق والذي استقر أو ترسب نتيجة ذوبان المياه أثناء فصل الصيف. وتكون رقيقة الطين غنية بالجير أو الكربونات والمواد العضوية. وتترسب هذه العـوالق في فصـل الشتـاء عندما تكون البحيرة والمناطق المجاورة متجمدة ولا توجد فتـاتـات أو حبيبـات أرضية تنقل إلى البحيرة. وقد وجدت مثل هذه الرقائق ضمن رواسب بحيرية قديمة كما أثبتت ذلك الأحافير الموجودة معها (Bradley, 1931).

٢ ـ النوع الثاني من الرواسـب العالقة ما يسمى بطبقـات النيفيلويد (Nepheloid layers) وهي عبارة عن ماء معكر تختلف كثافته عن السائل الناقل (أو المحيط به) ومن ثم لا تكفي هذه الكثافة بأن تسمح لهذا الحمل أن يستقر في القاع كتدفق تيار العكر المتفق عليه ولكن هذه الكثافة تتيح له أن يشكل طبقة عكرة لزجة ومعلقـة داخـل السائل الناقل أو المحيط به، (Ewing and Thorndike, 1965) ومثل رواسب هذه الطبقات المعلقة موجودة في بعض المحيطات حيث تستقر فيها بعد على طبقة قاع البحر.

٣ ـ يتكون النوع الثالث من الرواسب العالقة عندما يتدفق ماء عكر في أجسام مائية تتشابه معه في الكثافة (Bates, 1953). وينتج عن ذلك اختلاط كتلي الماء وما تحمل من رواسب. ثم يستقر خليط المواد الناعمة والمعلقة مكونًا هذا النوع من الرواسب المعلقة. وتزداد سرعة مثل هذا الترسيب عندما يختلط ماء وحلي عذب مع ماء البحر. ويتسبب الملح في الإسراع بترسيب أو استقرار جسيمات الطين إذا ما قورن باستقرار هذه الجسيمات في وسط الماء العذب قبل اندماجه مع ماء البحر (Selley, 1976, 1994).

النقل والترسيب بالهواء

يختلف النقـل والـترسيب بالهـواء عن إنجـاز عوامـل الانتقال الأخرى، لأن الرواسب التي تنقل بالهواء ربما تترسب على ارتفاعات أعلى من مصادرها. والنقل في

الهـواء يشبـه النقل في البحار لأن الرواسب تتحرك في اتجاهات مختلفة. والرواسب المنقولة في البحر معروف نهاية مشوارها، لأنها في أغلب الأحيان تترسب في الأحواض العميقة، بينما الرواسب المنقولة في الهواء لايعرف أين يستقر بها المقام، وبذلك ليس لها هدف مصيري من حيث أين ستترسب. وحمل الهواء من الرواسب مرتبط مباشرة بسرعة الهـواء. وسرعـة الهـواء بالقـرب من سطح الأرض أقل بكثير من سرعته فوق أعالي الأرض. أي أن سرعة الهواء تزداد كلما ابتعدنا عن سطح الأرض. ويدخل ضمن حمل الهـواء من الرواسب رماد وغبار البراكين، غبار مداخن المصانع، الغبار المنبعث من نشـاط وحـركـة الحيوانـات في الأراضي الجـافة، نشاط الإنسان في الطرق والمناطق الزراعية. وتصبح تيارات الهواء أكثر تعقيدًا خاصة بالقرب من سطح الأرض، وذلك لكـونها غير منتـظمـة الحركة عند هذا المستوى. وتكون حركة التيارات في اتجاهات متفرقة، إلى أعلى وإلى أسفل وفي اتجاهات أفقية وأحيانًا تكون في حركة حلزونية (Vortices). وينتج عن ذلك كله اضطراب في نشاط تيارات الهواء بالقرب من سطح الأرض وتختلف سرعتها من لحظة لأخرى. ويعطى هذا الاضطراب في حركة الهواء المقدرة في رفع جسيمات الرواسب من سطح الأرض ونقلها من أماكنها. ومقدرة الهواء في رفع الرواسب من سطح الأرض ربما تكون في أعلى تأثيرها عندما تحدث عدة رياح حلزونية في المناطق الجافة.

وينقل الهواء الرواسب بالزحف والتعلق. حيث تنتقل حبيبات الرمل وأحيانا الحصى الصغير بالزحف بينما تنتقل جسيمات الطين والغرين وغيره من جسيمات الغبار عالقة في الهواء. وقد يحدث في حالات معينة عندما تكون سرعة الرياح عالية فإنها تنقل حبيبات الرمل وحبيبات أخرى أكبر حجمًا عالقة في الهواء.

وتُظْهِر عمليات النقل والترسيب بالهواء والماء كثيراً من التشابه المشترك وذلك لأن هذه العمليات مرتبطة بتصرف الحبيبات الصلبة في الوسط السائب (Fluid) وهو الوسط الناقـل. وكما ذكرنا أن السـوائل والغازات كلاهما يفتقـد خاصية قوة التمـزق (Shear strength) ويشتركان في عدة خواص فيزيائية أخرى. وتوجد رواسب الرياح (الكثبان الرملية) في مناطق متعددة من العالم مثل المناطق الصحراوية أو الجافة، على امتداد معظم الشواطيء، على قمم الجزر المعزولة داخل منطقة الشاطيء، وكذلك في بعض

المناطق القطبية. وكما ذكرنا أن عمليات النقل بالهواء تشتمل على نقل الرواسب الناعمة عالقة في أعالي الجو ونقل الرواسب الخشنة زاحفة أو مجرورة على سطح الأرض، فإنه يجدر بنا أن نوضح بالتفصيل هاتين الخاصيتين كما يلي:

١ ـ رواسب تيارات الهواء الزاحفة

ربما يكون نقل الرواسب بالزحف متفرقة أو مجتمعة. فيتم نقل الرواسب بالزحف متفرقة عندما تنقل حبات الرمل من أماكنها على انفراد وتترسب في مكان آخر، بينما لاتزال في نفس الوقت بقية الحبيبات الأخرى في حركة مستمرة أو ساكنة في أماكنها الأصلية. وتحدث حركة نقل الرواسب بالزحف مجتمعة وذلك عندما تزحف بنيات الكثبان الرملية أو علامات نيم الهواء من أماكنها وبصورة جماعية مهاجرة، ثم تستقر مكونة نفس البنيات الرسوبية الأولية في أماكن أخرى. وتتم عملية زحف الكثبان الرملية كما يلي:

تحت تأثير دفع الهواء تتدحرج حبيبات الرمل إلى أعلى فوق أوجه منحدرات الكثبان المواجهة لاتجاه الريح (Windward sides) حتى تصل إلى قمة المنحدرات ثم تحت تأثير الجاذبية تتدحرج إلى أسفل عبر المنحدرات الشديدة في الاتجاه المعاكس لاتجاه تيار الهواء (Leeward sides) . ويشكل التدحرج الأخير بنيات الترقق المتقاطع فوق جوانب ميل المنحدرات الشديدة وفي نفس الاتجاه. ويرجع تكوين كل رقيقة أو وحدة طبقية إلى سرعة هواء معينة. وتختلف حبيبات الرمل من رقيقة لأخرى مجاورة (سواء العلوية أو السفلية) من حيث حجم الجسيمات وليس من حيث التركيب المعدني. وبتكرار هذه العملية نتيجة لهبوب الرياح المستمرة عبر المنطقة يزحف جسم الكثب الرملي من مكانه الأصلي مكونًا شبيهه في مكان آخر وفي اتجاه مقدمة تيار الهواء.

وتختلف حجوم الجسيمات المنقولة بالهواء باختلاف سرعة الهواء. فقد سجل (Udden 1894, 1896, 1898) ملاحظاته عبر مسافات النقل بالهواء ووجد أن جسيمات الغرين والطين تنقل عالقة في الهواء عبر مئات أو آلاف الكيلومترات قبل أن تترسب بينما حبيبات الرمل أو جسيمات أخرى أكبر حجما تنقل ولا تلبث أن تستقر بسرعة فوق سطح الأرض عبر مسافة بسيطة. وفُسِّر ذلك بأن حبيبات الرمل تحتاج إلى هواء قوي وبسرعة تتجاوز عشرات أضعاف المرَّات مما تحتاجه جسيمات الغرين والطين حتى تعلق منقولة في الهواء.

وتُحْدِث تضاريس سطح الأرض اضطرابًا كبيرًا في شدة سرعة تيار الهواء وهذا الاضطراب يتسبب في تحريك أو زحف حبيبات الرمل فوق سطح الأرض. ويندر نقل جسيمات أكبر من حبيبات الرمل بالزحف ولكن إذا حدثت عواصف ريحية معينة فإن بمقدورها أن تحرك جسيمات صخرية ذات أقطار تقرب من ٥ سم (Pumpelly, 1908) وتقل مقدرة تيار الهواء في النقل عن تيارات الماء لأن كثافة الهواء أقل من كثافة الماء، (تقل كثافة الهواء بمقدار $\frac{١}{٨١٣}$ من كثافة الماء). ويتمثل معظم حمل الهواء من الرواسب العالقة أو الغبار. يحدث ذلك حتى لو بدى مظهر الجو صافي فإنه لايخلو من جسيمات سُحب الغبار بأي حال من الأحوال.

وقد أعطت دراسات (Bagnold, 1954b) اللبنة الأساسية لدراسة الكثبان الرملية ثم تبعتها دراسات أخرى في الموضوع نفسه ولن تتركز حول فيزياء نقل الرمل بالهواء، وقد تطرق لها كل من (Williams, 1964; Owen, 1964; Wilson, 1972; Glennie, 1970, 1987; Greeley and Iverson, 1985) . وقد أوضحت هذه الدراسات كيف تنقل الرواسب بالرياح. فتنزلق حبات الرمل فوق بعضها البعض أو تقفز فوق سطح الأرض تحت دفع الهواء لها أو عندما تصطدم حبة رمل بأخرى في المقدمة فتقفز الأخيرة وتستقر الأولى وهكذا. وتشبه هذه العملية في مضمونها عملية نقل تيار الماء لحبيبات الرمل بالزحف (Creep) أو القفز (Saltation). وباستمرار هبوب الهواء عبر الرواسب غير المتماسكة والزاحفة فوق سطح الأرض تُزاح جسيمات الغرين والطين وتُحْمَل معلقة في الهواء مكونة سُحُبًا غبارية ترتفع في أعالي الجو. وكما ذكرنا أن سرعة الهواء الدافعة أو الحاملة للجسيمات تزداد بازدياد حجم الحبيبات. فسرعة الهواء التي تسبب في بدء حركة الحبيبة من مكانها تشبه إلى حد كبير تلك التي ذُكِرَتْ تحت رواسب النقل المائية. على سبيل المثال إن أول ما يتحرك عند هبوب الهواء هي جسيمات الرمل الناعمة جدًا. وتحتاج جسيمات كل من الغرين والطين إلى سرعة تيار هواء قوية تشبه تلك السرعة التي تحتاجها جسيمات الرمل الناعمة والمتوسطة الحجم لكي تبدأ الحركة من أماكنها (راجع رسم العالم هولسترم Hjulstrom وما كُتِبَ عنه في بداية هذا الفصل).

وتتشكل الكثبان والطبقات المستوية وعلامات النيم كَبُنْيات رسوبية طبقية رملية هوائية معطية أهم رواسب النقل بالهواء فوق القشرة الأرضية. وقد تركزت دراسات

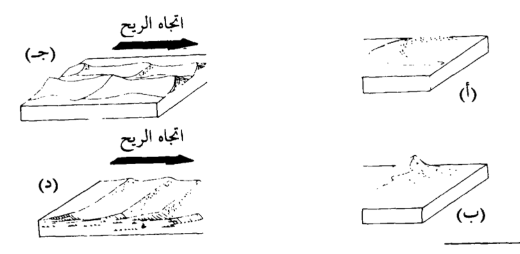
عدة حول أحجام وأصل نشأة الكثبان الرملية لما لها من تأثير كبير في البيئة المحيطة بها، كمشكلة زحف الرمال عبر المناطق الزراعية والقرى والمدن وغيرها من الانشاءات المدنية وما ينتج عن ذلك من دمار وتهديد من الطبيعة للإنسان.

٢ ـ الكثبان الرملية

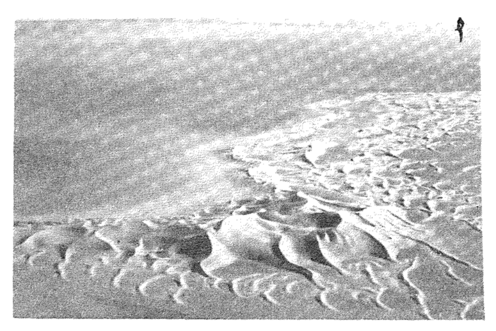
تصنف الكثبان الرملية من حيث نوعية أشكالها إلى أربعة أنواع (شكل ٤٤).

(أ) كثبان البارخان (كثبان هلالية) Barchan dunes

عبارة عن كثبان رملية تأخذ شكل الهلال أو حدوة الفرس وتمد قرنيها في اتجاه الريح. ويعرف أحيانًا بقوز أو أقواز الرمل وأحيانًا بكثبان الرمل الهلالية (شكلا ٤٤أ، ٤٤). ويكون جسم هذا النوع من الكثبان محدب في اتجاه أعلى تيار الهواء ومقعر في اتجاه أسفل تيار الريح. وتكون الأوجه المقعرة أشد انحدارًا (انزلاقًا) من الأوجه المحدبة. وتتواجد كثبان البارخان متفرقة في معظم الأحيان ولكنها أيضًا تُتَاخِمْ أطراف البحار الرملية في المناطق الصحراوية، مثل مناطق الربع الخالي في الجزيرة العربية. وتشكل طبقات هذه الكثبان أجسام رواسب انتقالية وليست رواسب ترسيب ولذلك لا يتوقع الاحتفاظ بها في السجل الجيولوجي لأنها ما تلبث أن تستقر حتى تبدأ الزحف والانتقال إلى أماكن جديدة في مقدمة اتجاه الريح.



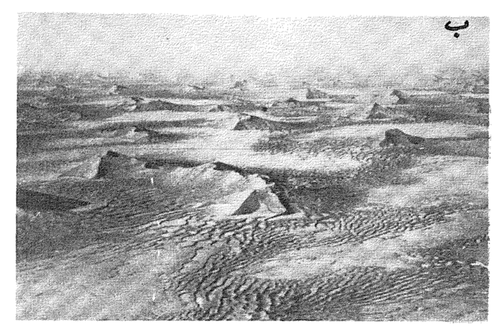
شكل (٤٤). الأشكال الرئيسة للكثبان الرملية: (أ) كثب هلالي، (ب) كثب نجمي (شعاعي)، (جـ) كثب طولي، (د) كثب مستعرض. (عن: Selley, 1976, 1994)



شكل (٤٥). كثبان هلالية مع كثبان نجمية (Barchan dunes with stellate dunes) في منطقة الربع الخالي بالقرب من أم السميم ـ عُمان. (عن: Glennie, 1970)

(ب) كثبان نجمية Stellate dunes

وهي كثبان رملية ذات بنية نجمية او بنية شعاعية وأحيانًا تشبه بنيتها بنية الأهرام (الأشكال ٤٤ب، ٤٥، ٤٦). ويتكون هذا النوع من الكثبان من نسق أو سلسلة تلال رملية ملتوية وذات قمم حادة مجتمعة مع بعضها مكونة قمة واحدة شامخة في الفضاء تشبه رأس الهرم. وتتطاير حبيبات الرمل من فوق هذه القمة تحت تأثير الريح مشكلة بذلك ما يشبه دفع الدخان من فوهة المدخنة. وقد يصل ارتفاع هذه الكثبان عشرات الأمتار. وتتكون هذه الكثبان النجمية الرملية عند أطراف أجسام الرمل الكبيرة والثابتة أو الجبال الرملية مثل جبال رمال الربع الخالي وغيرها في مناطق صحراوية أخرى. وربما يشير ذلك إلى نشأة هذا النوع من الكثبان، ويرجع ذلك إلى مقاطعة الجبال الرملية المقاومة لمسيرة مجرى تيار الهواء وبناء الكثبان النجمية عند منطقة اصطدام الهواء بالأجسام الرملية المقاومة. ومن المحتمل أن توجد الكثبان النجمية مختلطة في أوساط كثبان رملية من نوع آخر (Selley, 1976, 1994).

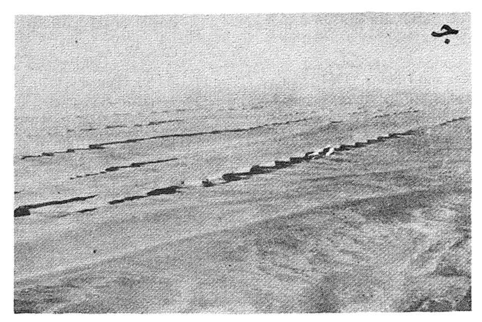


شكل (٤٦). كثبان مستعرضة صغيرة مع كثبان نجمية أكبر (Small transverse dunes with larger stellate dunes) في منطقة الربع الخالي - جنوب أم السميم - عُمَان.
(عن: Glennie, 1970)

(جـ) كثبان طولية (كثبان السِّيف) Seif dunes

يتكون هذا النوع من الكثبان الرملية من فَرْشة لعدة كثبان متصلة مع بعضها ورقيقة وطولية الشكل وذات قمم حادة ولكن متوسطة الارتفاع (شكلا ٤٤ جـ، ٤٧). وغالبًا تغطى هذه الكثبان مساحات شاسعة تصل إلى ٢٠٠ كم٢. وقد يكون جسم هذا النوع من الكثبان منعزلاً أو مرتبطًا بأجسام كثبانية رملية أخرى من نفس النوع وفي اتجاه أسفل تيار الريح.

ويصل ارتفاع قمم الكثبان المكونة لهذه الكثبان الطولية حوالي ٥٠م وتكون متباعدة عن بعضها مسافة قد تزيد على ١كم. وأوضح (Selley, 1976) بأنه أحيانًا تكون الكثبان الطولية عبارة عن قمم كثبان نجمية منتظمة التوزيع والتباعد ومتصلة ببعضها بأسراج رملية مستطيلة أقل ارتفاعًا ومعتدلة الانحدار على كلا الجانبين، وتكون موازية لاتجاه مجرى الريح. وتحدث هذه الكثبان على فرشات رملية وعلى أسطح هابطة من الزلط. وقد ناقش كل من (Bognold 1953; Hanna 1969; Folk 1971 and Glennie



شكل (٤٧). كثبان طولية (كثبان السيف) (Seif dunes or longitudinal dunes) في منطقة الربع الخالي وسط رمال وهيبا ـ عُمان. (عن: Glennie, 1970)

(1970, 1978) أصل نشأة الكثبان الطولية (أو كثبان السيف) وأجمعوا على أنها تتشكل من خلايا تدفقية حلزونية صادرة من أنظمة تيار هواء وحيد الاتجاه.

(د) كثبان مستقيمة Longitudinal dunes

تأخذ هذه الكثبان الرملية طابع الاستقامة في قممها أو خفة الالتواء وتكون ذات توجيه متعامد مع اتجاه الريح (شكلا ٤٤د، ٤٧). وتكون أوجهها الشديدة الانحدار موجهة في اتجاه أسفل التيار. وهي تشبه إلى حد كبير عتبات السلم المتراكبة فوق بعضها. فتتسلق واجهة (مقدمة) كُثيب ظهر أو مؤخرة كُثيب آخر أمامه وهكذا حتى تصبح مركبة فوق بعضها البعض (انظر شكلي ٤٤د، ٤٧). ويندر وجود هذا النوع من الكثبان فوق مستويات الأرض الهابطة كما هو الحال بالنسبة للكثبان الطولية. وتعتبر الكثبان المستقيمة كثبان أبنية طبقات ترسيبية هوائية أي أنها كثبان ترسيب، وهذا يغاير خاصية الأنواع الثلاثة الأخرى من الكثبان والتي تمتاز بأنها كثبان انتقال أو كثبان أبنية طبقية انتقالية (Selley, 1976, 1994).

وقد ناقش كثير من الباحثين في دراساتهم البنيات الداخلية لهذه الكثبان بأنواعها الأربعة، ومن بين هذه الأبحاث أبحاث كل من:

McKee and Tibbitts, (1964); McKee, (1966, 1971, 1979); Glennie, (1970, 1978); Bigarella, (1972); Ahlbrandt and Fryberger, (1982)

وتتكون الرمال المنقولة بالزحف بشكل رئيسي من حبيبات المرو (الكوارتز) وحبيبات أخرى معدنية ولكن بنسبة أقل، وهذه تشمل كل من الكلسيت والظر (الشيرت) والفلسبار والجبس وحبيبات طين وفتات حجر الجير وبعض حبيبات المعادن الثقيلة والقطع الصدفية وبعض الأحافير في حجم حبَّات الرمل (مثل Protozoa).

ويتسبب النقل بالزحف في بري الحبيبات عندما تنساب فوق بعضها. ونتيجة لاحتكاك الجسيمات مع بعضها البعض تحدث عملية البري أو المسح والتي تؤدي بدورها إلى استدارة عالية للحبيبات حتى الأكثر مقاومة، ومن المحتمل جدًّا أن الحبيبات الأقل مقاومة سوف تؤثر فيها عملية البري حتى تصبح صغيرة الحجم، وأقل بكثير مما تقوم به عملية البري تحت الماء والتي تحدث أثناء نقل الرواسب تحت الماء بالزحف، لأن الماء يمتص حدة الاصطدام المباشر بين الحبيبات، ومن ثم يقل تأثير الاحتكاك بين الحبيبات عنه بين الحبيبات المنقولة بالريح. وتكون الجسيمات المنقولة بالزحف، وفي وسط ناقل هوائي، متصلة مباشرة ببعضها البعض وبالأرضية الزاحفة عليها ومن ثم الحبيبات الكبيرة تتحسن استدارتها وربما تصبح عالية التكور. فقد أشار (Zeiglar, 1911) إنه إذا وجدت حبيبات مستديرة وبأقطار أقل من ٠,٧٥ مم فإن الهواء يجب أن يعتبر العامل الرئيسي في استدارة هذه الحبيبات. وقد جاءت تجربة (Galloway, 1922) بأن الماء ربما يتسبب في استدارة جسيمات ذات أقطار تصل إلى ٠,٠٥مم ولكن ربما يصل الهواء بتأثيره إلى أبعد من ذلك، أي أنه يتسبب في استدارة جسيمات ذات أقطار تصل إلى ٠,٠٣مم. واختتم (Twenhofel, 1950) إنه عامة إذا كانت الحبيبات مستديرة وأحجام أقطارها أقل من ٠,١مم، وكمية هذه الرواسب كبيرة فإن الاستدارة تتكون من عوامل ريحية. وإذا كانت كمية الرواسب قليلة فإن عوامل أخرى يحتمل أن تكون متسببة في استدارة هذه الجسيمات. وبالمثل إذا وجدت رواسب ذات حبيبات مزواة وهي ريحية الترسيب فذلك لأنها لم تُنقل مسافة طويلة.

أما سطح الأرض الذي يسحب عليه الحبيبات تحت عامل النقل الهوائي فإنه

يتأثر بتلك الحركة. فإذا كان السطح صلبًا فإن حبيبات الرمل سوف تخدشه وتظهر عليه خطوط على طول مناطق الضعف أو التي تقل مقاومتها لعملية البري. أما إذا كان السحب أو الجر فوق سطح طيني أو غريني فإنها تشكل خطوطًا وعلامات يطلق عليها حزوز الريح (Yardangs). وإذا كانت عملية الزحف الرملي حدثت عند قواعد الحوائط الصخرية للجبال المواجهة للشاطىء فربما تشكل كهوفًا نتيجة البري الهوائي وليس بسبب عامل الحل بمياه أمواج البحر. وإذا وُجد الحصى الصغير (Pebbles) والحصى الكبير (Cobbles)، والجلاميد (Boulders) في مسارات الرمال المساقة بالهواء، وكانت هذه الرواسب لها تكوين معدني متجانس، فإن عملةي بري الرمال تترك سطيحات (أو وُجيهات) مقطوعة فوق أوجه هذه الجسيمات وتعرف هذه العلامات بوجهريحيات (Ventifacts) وتكون مواجهة لاتجاه الريح.

٣ ـ رواسب الهواء العالقة

تنقل الرواسب الناعمة مثل جسيمات الطين والغرين والرمل الناعم عالقة في الهواء ولا يعرف أين سيستقر بها المقام. ويعتمد ترسيبها على، متى ستصبح سرعة الريح صفر، أو فوق الصفر بقليل، وبمعنى آخر متى تنخفض سرعة الهواء عما كانت عليه في بداية المشوار. ويتكون حمل الرواسب العالقة في الهواء عامة من مواد عضوية وغير عضوية. فالجسيمات العضوية تشمل أنسجة نباتية وطحالب دياتومية وصدف الأوليات (Shells of protozoa) والأحافير ذات الخلايا البوغية (Spores). أما الفتاتات غير العضوية عبارة عن أنواع متعددة من المعادن مثل معادن الطين ومعادن الجير والمرو الدقيق الحبيبات والفلسبار وغيرها من الجسيمات الناعمة. وتستمر الجسيمات الغروانية (Colloidal particles) عالقة في الهواء إلى ما لا نهاية ما لم تغسل بمياه الأمطار والثلوج الساقطة. وقد ينقل الهواء الجسيمات عالقة عبر أقطار الأرض. ويأخذ الجو لون ما يحمله من غبار. ويرجع لون الغبار إلى لون المصادر التي سيقت منها الأغبرة وذرات المواد العالقة في الفضاء. ومعدل ما يترسب من الرواسب المحمولة بالتعلق في الهواء قليل جدًا إذا ما قورن برواسب الهواء الزاحفة والمترسبة ككثبان رملية فوق القشرة الأرضية.

وتنشأ معظم الرواسب العالقة في الهواء من هب الرياح عبر رواسب نهرية (طمي Alluvium) مفككة، فيعلق الغرين والطين في الهواء تاركًا خلفه الزلط والرمل. ولا

يشك في مقدرة الهواء على رفع وحمل أطنان من الغبار أو الرواسب الناعمة ونقلها عالقة في الجو وربما يرسبها عبر آلاف الكيلومترات من مصدر نشأتها. فقط أشار كل من (Prospero and Carlson, 1972) إن بين ٢٥ و٣٧ مليون طن من الغبار تنقل سنويًا من صحاري إفريقيا على امتداد خط عرض الباربادوز وهذه الكمية من الغبار تكفي لأن تحفظ المعدل الحالي للترسيب البحري العميق في كل مناطق شمال المحيط الأطلسي.
وينقل الغبار من الصحاري بالرياح ولكن في الحقيقة قليل يترسب من هذه العوالق وبنفس طريقة استقرار الوحل في أرضية قاع البحار. ويترسب معظم الغرين والطين في (Playas) بعد هطول الأمطار وتدفق الفيضانات. وتمنع كل من خاصية التماسك والجفاف لهذه الرواسب من أن تعيد ترسيبها أكثر من مرة.

وأوضح (Selley, 1976) بأن عوالق الغبار الصادرة من الصحاري القريبة من المناطق الجليدية أو المحيطة بها تختلف من عوالق غبار صحاري المناطق المدارية وذلك لأن الأولى خالية تقريبًا من الطين وغنية بجسيمات السليكا المكونة نتيجة أنشطة الثلاجات. وهذه الرواسب تعرف بالتربة الطفالية أو ما يطلق عليها مصطلح رواسب اللوس Loess (Berg, 1964) . وتوجد تربة اللوس في مناطق متفرقة من العالم وتكون طبقاتها سميكة ومتسعة أفقيًا، جيرية، مصمتة (أي عديمة البنيات الرسوبية الأولية) وتتجوى مشكلة شقوق تقلصية متعددة الأضلاع. ولو أن معظم الباحثين متفقين على أن تربة الطفال نقلت كسحب غبارية عالقة في الهواء إلا أن هناك بعض المناقشات الدائرة حول استقرارها، هل استقرت من الهواء الطلق أو في الحقيقة ترسبت من نشاط نهري (Smalley, 1972; Tsoar and Pyre 1987) .

النقل والترسيب بالثلاجات

تحدد كل من اللزوجة والتدفق ميكانيكية النقل المثلجي وهي تختلف عن النقل بالماء والهواء. ويشكل تدفق الجليد عملية معقدة لأنها تعتمد على ترجمة مقدرة الجليد في نقل الرواسب أو على خاصية المرونة (Plasticity) بلورات الثلج وكذلك على تفكك وانفصال كتل ثلجية كبيرة وانزلاقها من فوق مستويات الانزلاق. وأيضًا يلعب ذوبان أجزاء من الثلج تحت عامل الضغط دورًا آخر في عملية ميكانيكية النقل المثلجي.

وليس بوسعنا هنا أن ندخل في التفاصيل الفيزيائية لحركة النقل بالجليد. ولكن ما يهمنا الآن هو معرفة مكونات رواسب الثلاجات.

توجد جميع الرواسب المنقولة بالثلاجات إما عند قاعدة الجليد الزاحف ويدعى الركام الجليدي السفلي (Ground moraine) أو على سطح الجليد المتحرك وتسمى الركام الجليدي السطحي (Superficial moraine) . وتمتاز المثالج القارية (أو المنبسطة) بنقل معظم حمل رواسبها عند القاعدة ولذا يطلق على هذه الرواسب بالحِمْل الجليدي المجروف على الأرض أو الركام الجليدي السفلي (Ground moraine) . بينما تمتاز مثالج الوديان بجمع معظم حمل رواسبها من الانهيارات الصخرية وغيرها من فتات الرواسب والتي تسقط من أعالي الجبال المحيطة وتستقر فوق الأسطح الثلجية لنقلها وهي على السطح. وأيضا تجمع مثالج الوديان رواسبها من جوانب ضفتي الوادي وتنقلها فوق السطح ويطلق على هذه الرواسب المنقولة على سطح الثلاجات، الركام الجليدي السطحي (Superficial moraine) . ويؤثر تدفق الجليد في الجسيمات المنقولة كما يتسبب في صقل (Polish) وتخطط (Groove) وخدش (Scratch) أسطح الطبقة الصخرية التي يزحف عليها وربما يشوه الطبقات السفلية. وتسمى رواسب الثلاجات بالركام المجروف أو الحريث (Till or tillite) .

ويشكل حمل الجليد المجروف على الأرض كتلة من حطام الرواسب. وتتكون رواسب الحطام من حبيبات من جميع الأحجام، مشتملة على جسيمات الطين الناعمة وكذلك حبيبات الجلاميد الكبيرة أو بأكبر من ذلك. ولكن حبيبات الجلاميد العملاقة والمتواجدة في حمل الجليد المنقول على السطح تصبح تقريبا مفقودة الوجود بين الرواسب الجليدية المجروفة. وتكون الرواسب المجروفة بالثلاجات غنية بالمواد الناعمة وذلك بسبب تكوينها المستمر من حركة الجليد البطيئة. وينتج عن حركة الجليد أن تكون خاصية قوى التمزق نشطة مسببة سحق الرواسب الضعيفة المقاومة إلى طين أو رمل ناعم جدًّا. بينما القطع الصخرية المقاومة تصبح مستديرة ومصقولة أو مخدوشة بسبب بري واحتكاك المواد الناعمة بها. كما تظهر على أسطح الجلاميد والحصى خطوط وخدوش نتيجة عملية البري والمسح. ويترك الجليد الزاحف آثاره على سطح الطبقة الصخرية. ونتيجة لعملية البري والمسح المصاحبة يصبح السطح ناعمًا ومصقولاً وبه

عدة خطوط مستقيمة ومتوازنة وأيضا خطوط متعمقة إذا كانت عملية البري حدثت عبر مناطق ضعيفة المقاومة. وجميع هذه العلامات تشير إلى حت أو تعرية الجليد لهذه الطبقة.

ويتكـون حمل الرواسب المجروفة على سطح الثلاجة من الحطام الساقط على الثلاجة من انزلاق أرضي وانزلاق صخري وتدفق الوحل وتساقط صخري أو انهيارات صخرية متنوعة وأحيانًا من رواسب نهرية تتدفق من أعالي الجبال المحيطة وتصب فوق سطح الثلاجة تاركة حملها مع بقية الرواسب الأخرى. وحيث إن جميع هذه الرواسب لا تستطيع أن تنغمس أو تغرق داخل الثلج لذا تزداد كمية الحطام المنقول على سطح الجليد في أسفل المجرى عندما تتجمع إمدادات جميع منحدرات الانزلاق. وحيث إن جميع مكـونـات الـرواسب المنقـولة على سطح الجليد لا تمر بتجربة ميكانيكية اعادة الترسيب ولا البري ولا التصنيف (هذا اذا ما تعرضت صدفة لماء ذائب) فإنها تتكون من خليط رواسب تضم الجلاميد الكبيرة جدًّا (أو الجلاميد العملاقة) مع مواد ناعمة وجميع حجوم الفتاتات الصخرية الأخرى. وتكون جميع الحبيبات محتفظة بأشكالها (من الاستدارة والتكور) الأصلية والتي كانت عليها عندما ألقيت أول مرة فوق الثلاجة. كما أنه لا توجد آثار الصقل أو الخدوش أو الاستدارة لهذه الحبيبات مثلما لاحظناه في حالة رواسب الحمل المجروف بالثلاجة.

ويظهر لنا في الحقيقة أن هناك عدة أنواع من الرواسب الرسوبية تكون مشتركة أو مجتمعة مع رواسب الثلاجات. وهي باختصار الزلط والرمل والطين أو تربة الطُّفَال (تربة اللوس Loess) والتي تحدثنا عنها سابقًا. ولو أن هذه الرواسب تعتبر الآن مشاركة مع رواسب النقل الجليدي إلا أنها في الحقيقة هي رواسب هوائية ومائية سواء كانت عالقـة أو مجرورة بتيارات الجر أو السحب، التي تحدثنا عنها في بداية هذا الفصل. ويستـوجب علينـا أنْ نتذكر دائمًا أنَّ ما ينقله ويرسبه الثلج نفسه هو نوع واحد من الصخور يطلق عليه الرواهص الوحلية (Diamictites) (راجع Flint *et al.*, 1960).

ويتكـون صخـر راهص الـوحـل (Diamictite) من رواشب رديء التصنيف ويشتمل على حبيبات بجميع أحجامها من الجلمود إلى الطين. ويتشكل الطين من معادن متنوعة ولكن تكون نسبة معدن السليكا مرتفعة وذلك بسبب تكوينها عن طريق

سحج الجليد لكثير من المواد. وتكون معادن الطين ضئيلة جدًا. وتظهر الجلاميد بأحجام كبيرة ومقاسات مختلفة وغالبًا تكون مزواة، ونادرًا ما تحمل بعض الخطوط وذلك بسبب حركة الثلج وما ينتج عنه من حك ركنٍ حاد لجلمود عبر واجهة جلمود مجاور له. وتميل هذه الصخور المجروفة بالجليد (Glacial diamectites) بأن تترسب بشكل صفحات متسعة أفقيًا وقليلة السمك (أقل من ٥ أمتار). وتغطي هذه الرواسب أسطح الطبقات المخططة بزحف الجليد وتكون أسطح هذه الرواسب العلوية محدبة. ومن المحتمل جدًا أن توجد رواسب الثلاجات متداخلة مع طبقات رواسب مجاورة لمناطق الجليد. مثل رواسب بيئات نهرية أو بحيرية وغيرها من البيئات الترسيبية الأخرى والقريبة من منطقة ترسيب الثلاجة.

ولمزيد من التفاصيل عن النقل والترسيب بالثلاجات، راجع:

Reading and Walker, (1966); Crowell, (1957); Frakes and Crowell, (1967); Spencer, (1971); Selley, (1994) and Boggs, (1995).

النقل والترسيب بالجاذبية الأرضية

تنقل الجاذبية رواسب متنوعة فوق سطح الأرض، وتحت سطح الماء وهذه الرواسب تشتمل على مياه مشبعة بمحاليل رواسب معدنية، تتدفق من أعالي الجبال حتى تصل إلى منبسط السهل، وأجسام صخرية أو جسيمات رسوبية والتي تنقل بالجاذبية إلى مسافات بعيدة وبسرعة عالية. ومثال ذلك تساقط الصخور وغيرها من حطام الرواسب المتساقطة تحت تأثير الجاذبية والتي تسقط من القمم العالية حتى يستقر بها المقام في أسفل الوادي. وتُمَثِّل عملية تساقط الصخور من أعالي الجبال إلى قيعان الوديان بالترسيب الجانبي الرأسي والتي لا تحتوي على نقل أفقي. ويتكون ركام رواسب الجاذبية من حصى كبير وصغير مُزَوَّي ورديء التصنيف وبه مسامية أولية عالية. وتعمل التجوية اللاّحقة على تحسين استدارة حبَّات الحصى في مكانها وينقل الهواء جسيمات رواسب دقيقة تُملأ بها الفراغات الأولية. وتحدث عملية تساقط الصخر فوق الأرض وتحت أسطح البحار. وقد يكون الزلزال هو السبب البادىء لحدوثها. وقد تحدث نتيجة هطول أمطار غزيرة على اليابسة أو نتيجة نشاط التجمد والذوبان في المناطق المناخية الباردة. وتتطلب عملية تساقط الصخور تواجد جبال ذات انحدار شديد أو انحدار

رأسي مثال ذلك حوائط الجبال (Cliffs) المواجهة لبعض شواطيء البحار. ويتم تساقط الصخور (Rock falls or avalanches) من أعلى إلى أسفل بصورة تدفق أو قذف وبدون انزلاق أو تزحلق الصخور على فَرْشَات هوائية، وقد أطلق عليها (Sturzstorms) كما ذكره (Friedman and Sanders, 1978) وهي بمثابة الكوارث الطبيعية المفاجئة.

وتحدث عملية انزلاق وانهيار الرواسب الصخرية تحت تأثير الجاذبية. ويتم ذلك على سفوح جبلية معتدلة الإنحدار بخلاف ما هو مطلوب لعملية تساقط الصخور. وقد يحدث انهيار وانزلاق الرواسب في أماكنها فوق الأرض أو تحت سطح الماء. وتشتمل عمليات الترسيب الناجمة عن الانزلاق على نقل الرواسب في اتجاه عرضي وعلى امتداد مستويات ممزقة وتحت أفقية. وتتطلب هذه العملية عامة الماء كعامل تشحيم (Lubricant) من أجل تخفيض الاحتكاك ولكي يسهل حركة الانزلاق على أسطح المنزلق. بينما تحدث عملية الانهيار بتحريك رواسب الممرات الجانبية إلى أسفل المنحدر وبطريقة ينجم عنها تشويه ومقاطعة انتظام التطبق الأصلي وأحيانا تُخَرِّب هذا التطبق كلية (Selley, 1976, 1994).

ونضيف إلى ذلك أن كل من انزلاق وانهيار الرواسب يصبح أكثر تطورًا كعوامل انتقال مؤثرة كلما ارتفعت كمية المياه الموجودة في هذه الرواسب. وتكون الرواسب القابلة للانهيار مترسبة على المنحدرات وبحبيبات مفككة الترابط. وعندما تبدأ حركة الانهيار أو الانزلاق يتأثر على غرارها ترابط حبيبات الرواسب ويصبح أكثر تقاربا واحكاما مما ينجم عنه انخفاض في مسامية الرواسب الأصلية وازدياد في ضغط المسامات. وهذا له تأثير في انخفاض احتكاك الحبيبات فيما بين بعضها البعض مما يسمح بتدفق الرواسب بطلاقة أو بتحرر أكبر. وقد أشار (Fisher, 1971) إنه بزيادة كمية الماء في هذه الرواسب ومن ثم انخفاض قوة التمزق بين مكوناتها، تتطور عملية الانهيار إلى ميكانيكية ثالثة وهي تدفق الكتلة أو تدفق الحبيبات وهذه تشمل تدفقات رواسب واسعة النطاق، مثل تدفق الرمل وتدفق الوحل وتدفق الحطام وتكون رواسبها على التوالي: Pebbly mudstones, diamictites, fluxoturbidites. وقد ناقش (Bagnold, 1966) النظرية العامة لتدفق الحبيبات. ولقد أوضح (Blackwelder, 1928) وأيضًا نوه عنه (Selley, 1976) أن تدفق الوحل يحدث بشكل أكثر وضوحًا في البيئات

الصحراوية. وهذا يتمثل في كتلة من الزلط والرمل والوحل، تشبعت وأسيلت بماء المطر الغزير ومن ثم تتحرك في اتجاه أسفل جوانب أو منحدرات الجبل. وربما تبدأ الحركة ببطء ولكن بازدياد كمية محتوى الماء تزداد هذه السرعة إلى تدفق فيضان سريع من حطام الرواسب المحمولة في المقدمة. وتعتبر تدفقات الوحل (Mud flows) الواسعة النطاق بمثابة كوارث حقيقة والتي تقضي على المنازل والمزارع والحيوانات وغيرها مما يأتي في طريقها (Scott, 1971) . وقد أوضح (Blackwelder, 1928) أربعة متطلبات ضرورية لحدوث تدفق الوحل وهي: وفرة فتاتات الرواسب غير المتماسكة، ومنحدرات، وقلة الغطاء النباتي، وسقوط أمطار غزيرة.

وتتكون رواسب تدفقات الوحل من حصى كبير إلى زلط ورمل وغرين وطين. وإذا كان مصدر تدفق هذه الرواسب من صنف واحد فإن الراسب الناتج سيكون من ذلك الصنف ويكون جيد التصنيف. إلا أنه عامة يكون تدفق الوحل رديء التصنيف. وقد أشير إليها بأسماء مختلفة مثل أحجار حصى الوحل (Crowell 1957-Pebbly mudstones) وأحجار أو رواسب أجراف الثلاجات (Flint *et al.*, 1960-Diamictites) ورواسب العكر المختلفة (Kuenen 1958 a-Fluxoturbidites) .

وتحدث تدفقات الوحل على اليابسة وتحت سطح الماء (Selley, 1976). ويتطور تدفق الوحل على اليابسة بزيادة محتوى الماء إلى فيضانات صفحية وهي تكون فيما بين تدفقات حبيبية وتيارات زاحفة. وتُرَسِّب الفيضانات الصفحية طبقات تحت أفقية من الرمل الخشن والزلط وبها قنوات متقطعة (Hooke 1967; Ives 1936) . وتتواجد مثل هذه الفيضانات على المراوح النهرية وسفوح الصحاري. وتحدث تدفقات الوحل تحت سطح البحر كتلك التي تَحَدَّث عنها (Stanley and Unrug, 1972) والمتواجدة في قيعان الوديان البحرية العميقة.

ولكن أشار (Friedman and Sanders, 1978) أن باستطاعة الجاذبية (أو ما يدعى بتمزق الجاذبية) نقل الجسيمات وغيرها من الرواسب حتى في أوساط عديمة السوائب أو الموائع. ويتضح ذلك من أن الجاذبية وحدها قامت بنقل أحمال من الجسيمات (الصخرية أو التربة) غير المتماسكة على سطح القمر الفاقد لكل من الغلاف الجوي والمائي.

الفصل الخامس



البِنْيَات الرسوبية

● مقدمة ● التطبق ● تشكيل الطبقات وأنظمة التدفق ● البِنْيَات الرسوبية الأولية (الفيزيائية) ● البِنْيَات الرسوبية الحيوية ● البِنْيَات الرسوبية الثانوية (الكيميائية)

مقدمة

عادة تُدْرس وتُحلل مكونات الصخور المعدنية وأنسجتها في المختبر ولكن من الأحسن أن تُدْرس البِنْيَات الرسوبية في الحقل وعلى منكشفات الصخور الحاملة لها. وتصبح هذه البنيات مرئية في الصخور الرسوبية بسبب الاختلافات الموضعية في المكونات المعدنية أو من طريقة وضع وترتيب الحبيبات في صخر الطبقة أو ما يسمى بالطراز أو النسيج الحبيبي. وتأخذ أشكال البِنْيَات الرسوبية في كتلة الصخر او طبقة الصخر مقياسًا أكبر بكثير من مقياس المكونات الحبيبية للصخر نفسه. كما يمكن دراسة البِنْيَات الرسوبية على عينات لبّ الصخر المأخوذة من طبقات الصخر التحت سطحية والتي استخرجت باستخدام المثقاب الميكانيكي.

وتشتمل البِنْيَات الرسوبية على أشكال مثل التطبق أو الطبقية، وعدم التطابق أو عدم التوافق، والتطبق المتقاطع، والترقق، والترقق المتقاطع، وعلامات النيم، وعلامات الموج، والتطبق المتدرج، وشقوق الوحل، وعلامات التشوه، والعُقَيْدَات، والهوابط، وآثار الحيوانات على الصخور مثل المسالك والمسارب والحُفر الأنبوبية، وغيرها من البِنْيَات الأخرى. وقد شرح (Bouma, 1969) بالتفصيل طرق جمع العينات وفحص البِنْيَات الرسوبية في الحقل وفي المختبر.

وتصنف البِنْيَات الرسوبية بشكل عام إلى صنفين رئيسين، بِنْيَات رسوبية أولية وبِنْيَات رسوبية ثانوية. وتتشكل أو تتكون البِنْيَات الرسوبية الأولية أثناء الترسيب وتكون نتيجة العمليات الفيزيائية. ومن أمثلتها التطبق والتطبق المتقاطع والترقق المتقاطع وعلامات النيم والتطبق المطوي والهوابط وماشابه ذلك. وتنقسم البِنْيَات الرسوبية الأولية من حيث النشأة إلى بِنْيَات غير عضوية، وهذه تشمل الأمثلة التي سلف ذكرها، وبِنْيَات عضوية أو حيوية مثل الجرُات والمسالك والمسارب الدودية والحفر أو الأنفاق أو الآثار التي تركتها الحيوانات على الصخور. وتتشكل البنيات الرسوبية الثانوية بعد الترسيب وتكون نتيجة العمليات الكيميائية المَابَعْدِيَّة النشأة (Diagenetic) ومن أمثلتها الدرنات والعُقَيْدَات ومخروط في مخروط والجيود والدرنات الشعاعية والزوائد الصخرية وغيرها.

وتكون البِنْيَات الرسوبية الأولية ذات أهمية عظمى بالأخص عند علماء

الرسوبيات لأن من دراستها يمكن التعرف على الظروف السائدة أثناء فترات الترسيب ومن ثم استنتاج بيئة أو بيئات الترسيب والتي تشكل جزءًا مهمًا بالنسبة لوصف سحنات الوحدات الرسوبية. وتدل بعض البِنْيَات الرسوبية الأولية على اتجاه التيار الذي شكّلها. وبمقدورنا إذا أخذنا قياس توجيه هذه البِنْيَات الموجهة أن نقرر معدل اتجاه التيار القديم، وهذا بحد ذاته جزء مهم في أي عمل حقلي. فمثلًا تستخدم البِنْيَات الأولية مثل التدرج الحبيبي في الطبقة (التطبق المتدرج) والتطبق المتقاطع للتأكد من تواجد التتابع الطبقي (أو الاستراتيجرافي) في الطبقات الرأسية (أو العمودية) أو في الطبقات الملتوية (أو المقلوبة)، (Shrock, 1948a) . كذلك استخدم كل من (Pettijohn 1962; Potter and Pettijohn, 1977) البِنْيَات الموجهة في عمل خرائط التيارات القديمة ومنها قرروا المنحدرات القديمة واتجاهات الصخور الرسوبية.

ويمكن دراسة البِنْيَات الرسوبية في منكشفات الصخور وتكون أكثر وضوحًا في طبقات مقطع ضفتي النهر وفي طبقات حوائط الجبال المواجهة لبعض الشواطيء أو في طبقات جانبي المحجر. وتُعَرَّف البِنْيَات الرسوبية بالأشكال ذات المقاس الصغير والتي تحملها معظم الصخور الرسوبية مثل علامات النيم والتطبق المتقاطع والهوابط. ولا تحدث هذه البِنْيَات في عزلة. فمثلًا نلاحظ أن علامات النيم تشكل جزءًا من أجزاء الطبقة والتطبقات المتقاطعة عبارة عن مجموعة من وحدات كبيرة. وتتكون البِنْيَة الهابطة من طبقات مشوهة ومحتوية على أنواع مختلفة من البِنْيَات الرسوبية. وتعتبر البِنْيَات الرسوبية أعظم منفعة من أية أشكال رسوبية أخرى حيث تستخدم في التفسير البيئي لأنها لا تشبه الأحافير والخصائص الصخرية والنسيج الصخري، وذلك لأن البِنْيَات الرسوبية ليس بمقدورها إعادة دورة ترسيبها (Recycle).

التطبـــق

نعني بالتطبق (Bedding) أو الطبقية ترتيب الطبقات وبها تميز الصخور الرسوبية عن غيرها من الصخور الأخرى (Barrell, 1917). حتى أصبح استخدام التعبير «الصخور المتطبقة أو الطبقية» شائع الاستعمال كمرادف للتسمية «الصخور الرسوبية» وتعني نفس الشيء، على الرغم من أن بعض الرواسب أو الصخور الرسوبية تفتقد

خاصية التطبق الداخلي مثل راسب أو صخر الجُرَافَة الجليدي (Tillite) وأحجار الرمل المصمتـة، والرواهص والمُدْمَلَكات، وأحجار الجير الشُّعبية العضوية وبعض أحجار الطين، وكما تُظْهِر بعض الصخور النارية المتدفقة على السطح خاصية التطبق. وقد أشـار (Hamblin,1965) إلى أنـه باستخـدام الأشعـة السينية يمكن استقصاء تواجد الترققات في بعض أحجار الرمل المصمتة. كما يصبح التطبق واضح في أحجار الطين المجواة.

وتشير المصطلحات (Stratum, bed, layer) إلى طبقة الصخر الرسوبي وتستخدم هذه التسميات بطريقـة متبـادلـة وتعطي تقريبًا نفس المقصود وهو تمييز طبقة ما من الطبقات التي تعلوها أو من الطبقات التي تقع تحتها وذلك بناء على ماتحتويه هذه الطبقة من مميزات خاصة مثل النسيج والبِنْيَات الداخلية واختلاف نوعية صخرهـا عن بقية الطبقات الأخرى. وفي معظم الأحيان نستخدم المصطلح (Strata) كتسمية عامة عندما نريد الإشارة إلى جميع الطبقات بسماكتها وأنواعها بدون تمييز مُعَيَّن. ونستخدم المصطلح (Bed) عندما تكون الطبقات (Layers) ذات سماكة أكبر من ١ سم. وعندما تكون سماكة الطبقات أقل من ١ سم يطلق عليها رقائق (Laminae). وقد ظهرت عدة محاولات لوضع مقياس للتطبق مستخدمين عامل السماكة في التقسيم أو التمييز بين طبقة وأخرى. ومن بين هذه الدراسات أبحاث كل من (Payne 1942; McKee and Weir, 1953).

فقد أوضح (Pettijohn, 1975) أنه إذا كانت الطبقات (Beds) قابلة للانفصال إلى وحدات متساوية في السماكة فإنها عندئذٍ يطلق عليها المصطلحات التالية:

- طبقة لوحية (Flaggy) من ١ ـ ٥ سم.
- طبقة صفائحية (Slabby) من ٥ ـ ٦٠ سم.
- طبقة كتلية (Blocky) من ٦٠ ـ ١٢٠ سم.
- طبقة مصمتة (Massive) أكبر من ١٢٠ سم.

ولكن المقياس الذي وضعه (Ingram, 1954) هو أكثر المقاييس قبولاً واستخدامًا حتى الآن.

وينص هذا المقياس على ما يلي :

مقياس سماكة التطبق

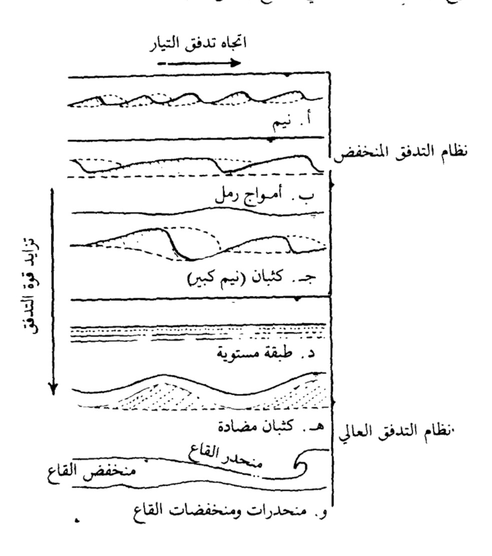
الاسم أو المصطلح	السماكــة
١ ـ طبقة سميكة جدًا	أكبر من ١ متر
٢ ـ طبقة سميكة	٣٠ ـ ١٠٠ سم
٣ ـ طبقة متوسطة السمك	١٠ ـ ٣٠ سم
٤ ـ طبقة نحيلة السمك	٣ ـ ١٠ سم
٥ ـ طبقة نحيلة جدًا	١ ـ ٣ سم
٦ ـ رقيقة سميكة	٠,٣ ـ ١ سم
٧ ـ رقيقة نحيلة السمك	أقل من ٠,٣ سم

(عن : Ingram, 1954)

وحاول (Otto, 1938) تعريف وحدتين ذات أهمية تكوينية (نشوئية) ويطلق على هاتين الوحدتين الوحدة الرسوبية (Sedimentary unit) والترقق (Lamination). وعرفت الـوحـدة الـرسـوبية «بسماكة الراسب الذي ترسب تحت ظروف طبيعية ثابتة أو غير متغيرة»، بمعنى آخر أن الوحدة الرسوبية ترسبت وتكونت أثناء فترة زمنية، عندما كان متوسط تدفق سرعة التيار السائد ثابتة ومن ثم رسب بعض متوسط أحجام حبيبات سائدة ولفترة زمنية معينة. وتتكون وحدة رسوبية جديدة عندما يتغير التيار السائد نتيجة تغيير الظروف الطبيعية أثناء فترة زمنية أخرى. وحيث تتواجد لحظات تذبذب تتغير فيها سرعة التيار السائد مما ينتج عنها تكوين الرقائق أو الترقق (Lamination) أو ما يدعى بالمراحل أو الأطوار (Phases) كما عرَّفها (Apfel, 1938) والتي تختلف فيها رقيقة عن رقيقة أو طور عن طور آخر. ونوضح هنا الفرق بين الوحدة الرسوبية والترقق، كما شرحه (Pettijohn, 1975) بأن طبقة الرمل الحاملة لتطبق متقاطع هي وحدة رسوبية ترسبت تحت ظروف واحدة أو متشابهة بمعنى أن التيار المرسب كان يحتفظ تقريبًا بنفس الاتجاه والسرعة أثناء فترة الترسيب. بينما يسجل الترقق المتقاطع تذبذبات محلية في سرعة التيار المرسب كانت سائدة لفترة قصيرة.

وإذا وجدت وحدة طبقية متقاطعة ثانية فوق الوحدة الأولى حتى ولو لم تأخذ فيها الترققات المتقاطعة نفس التوجيه فإنها تعتبر وحدة رسوبية مميزة ومنفصلة عن الأولى ومسجلة لمرحلة ترسيب جديدة ولها ظروف طبيعية مختلفة عن تلك التي كانت سائدة أثناء ترسيب الوحدة الرسوبية الأولى. وهنا نستنتج أن خاصية السمك تفقد قيمتها التقسيمية أو التمييزية والتي بها نفصل أو نميز بين الوحدة الرسوبية والترقق. لأن الطبقات الحولية (أو السنوية الترسيب) أو ما يسمى بالرقائق الوحلية الحولية (Varves) قد تأخذ عامة سماكة واحد سنتمتر ولكن في بعض الأجزاء قد تكون سماكتها أقل من واحد سنتمتر. لذا يمكن الإشارة إلى كل من الطبقات والترققات على أن جميعها تمثل وحدات رسوبية ضئيلة السمك. لأنه كما ذكر (Pettijohn, 1975) من أن الأجزاء الرملية والغرينية لبعض الرقائق الوحلية الحولية (Varves) السميكة تكون عامة مترققة ولذا يبدو من الضروري التفريق بين الترققات (Laminations) والرقائق الحولية (Varves) وكذلك بين الطبقات (Beds) والترققات (Laminations) مستخدمين خاصية أخرى غير السماكة المقررة مسبقاً وبشكل عرفي. ولكن نقض (Blatt *et al.*, 1980) هذه الخاتمة بزعمهم أن طبقات (Beds) عديدة لا تمثل وحدات رسوبية حقيقية لأن هذه الطبقات تحمل بِنْيات رسوبية داخلية مثل الترقق الداخلي (وتشمل طبقات أو رقائق Beds or laminae) تميل بزاوية مع حدود الطبقة مشكلة بذلك ما يسمى بالطبقات المتقاطعة أو الرقائق المتقاطعة وربما نجد أن مستويات مختلفة في الطبقة الواحدة تحمل أنواعًا مختلفة من البِنْيات الرسوبية الداخلية. ومن هنا يجب القول أن بعض هذه البِنْيات الداخلية ترسبت نتيجة عدة أحداث رسوبية وربما تفصلها عن بعضها فترات زمنية طويلة (Blatt *et al.*, 1980) ربما تكون حدود الطبقة العلوية والسفلية حادة وواضحة أو تكون متدرجة حتى تختفي في الطبقة المتاخمة لها. وتتكون الحدود الحادة أو المميزة بتغيير مفاجيء في ظروف الترسيب نتيجة حدوث حتٍّ مفاجيء أو نتيجة تغيرات مابَعْديَّة كيميائية النشأة (Diagenesis) مؤكدة التغير في الحد المتدرج الأصلي أو الأولي. ويُدعى الحد السفلي للطبقة بالقاع أو القاعدة (Sole) وربما تحتوي على بِنْيات رسوبية تُسمى علامات القاعدة (Sole marks) أو القوالب (Molds) أو الطوابع (Casts). وتُكَوِّن العلامة (Mark) بِنْية أصلية تشكلت على سطح الطبقة. وعند دفن جسيم ما

يرمز له بالعلامة ويشكل طابع على سطح قاعدة الطبقة العلوية ونرى مثل هذه الطوابع بشكـل متكـرر على قواعد طبقات الرمل التي تعلو طبقات الطين الصفحي المزاحة بالحت. ويتشكل الطابع في الحقيقة نتيجة إزاحة أو تفريغ القالب من على سطح الطبقة المـدموغ فيها. فمثلاً انطباع الأحفورة يشكل القالب في طبقة ما، فإذا أُذيبَتْ مادة الأحفورة الأصلية وأزيحت وامتلأ مكان القالب براسب أو بمواد لاحمة أدخلت إلى هذا الفراغ فإنَّ البِنْية المتشكلة هي الطابع (شكل ٤٨).



شكل (٤٨). أنواع تشكيل الطبقـات وعلاقتها بأنظمة التدفـق التياري ذو الاتجاه الواحد. (عن: (Blatt *et al.*, 1980

وأشــار (Blatt *et al.*, 1980) موضحًا أن أجزاء مختلفة من الطبقة (Bed) يمكن فصلها أو تمييزها عن بعضها بناءً على خواص صغيرة ولكنها أكثر تمييزاً من حيث إن هناك تغييـرًا واضحًا في مكونات هذه الأجـزاء المعدنية وكذلك يختلف النسيـج الحبيبي من جزء إلى جزء وقد أسماها الباحث طبيقات (Layers). وهذا يعني أن الطبقة (Bed) ربما تحتوي على عدة طبيقات (Layers) والعكس غير صحيح.

وتستخـدم المصـطلحـات عدسـة (Lens) وشريط أو سير (Band) في التقسيم المصغر أو التحتي (Subdivision) لطبيقة ما، ويكون ذلك بناء على اختلافات في اللون والتكوين المعدني والنسيج واللحام أو السمنتة. وعامة يظهر الشريط بصورة عرضية مستمـرة على مقياس المنكشف بينـما تكـون العدسة متقطعة وغير منتظمة وليس من الضروري أن تظهر على امتداد مقياس المنكشف.

لمزيد من المعلومات راجع:

Collinson and Thompson, (1989); Selley, (1976, 1982, 1990, 1994) and Boggs (1995).

تشكيل الطبقات وأنظمة التدفق

عند نقل الرواسب في قناة تتشكل مادة الطبقة إلى أشكال أو تشكيلات طبقية متعددة. وربما تصنف هذه الأشكال الطبقية إلى طبقات تحمل بنيات رسوبية كالنيم وأمواج الرمل والكثبان (أو النيم الكبير) والكثبان المضادة هذه بالإضافة إلى رواسب طبقة قاع القناة المكونة من طبقة أرضية الحوض ومنحدر الحوض (أو ما يعرف بطبقة سطح التحات أو أرضية القناة المعراة)، (شكل ٤٨). ويعتمد تفسير قُوى الموائع أو السـوائب (Hydrodynamic) لتشكيل الـطبقـة أو التـطبق على مفهوم نظام التدفق. ويتكون نظام تدفق التيار من قسمين أو مستويين وهما: نظام التدفق العالي (Upperflow regime) (وهو الجزء السفلي من التيار والأقرب إلى القاع)، أو تدفق الجزء المضطرب والسريع من التيار، ونظام التدفق المنخفض (Lower flow regime) (وهو الجزء العلوي من التيار ـ والأبعد من القاع) أو تدفق الجزء الهادي والبطيء من التيار (شكل ٤٨). وتكون سرعة نقل الرواسب في الجزء السفلي للتيار أو في نظام التدفق العالي مرتفعة نسبيًا وذلك لأن الحبيبات تتحرك تقريبًا بدون توقف بدلاً من التقطع

الذي يحدث في الجزء العلوي من التيار والذي يشكل طبقات النيم أو الكثبان. وتكون نسبة الرواسب المنقولة في هذا الجزء كبيرة إذا ما قورنت برواسب الجزء العلوي للتيار أو نظام التدفق المنخفض. كذلك تكون أرضية القاع هنا ذات ميل أو شديدة الإنحدار (Steep-gradient) وهذه تتمثل في الأنهار ذات القنوات المتشعبة (Braided rivers) وهي الأقرب إلى سفوح الجبال. وتكون سرعة نقل الرواسب في الجزء العلوي للتيار أو في نظام التدفق المنخفض متدنية ويأخذ التدفق في هذا الجزء طابع الهدوء والسكون ويكون خاليًا من أي اضطراب أو إثارة. وتكون نسبة الرواسب المنقولة صغيرة وتأخذ أرضية القاع ميلاً أو انحدارًا منخفضًا (Low-gradient) وهو ما تختص به الأنهار ذات القناة المفردة والملتوية (Meandering rivers) .

وتسمح التدفقات الثابتة السرعة والمتساوية الاتزان (Quasi-equilibrium flows) والمستمرة لفترة طويلة بأن تأخذ الطبقة أو الطبقات أماكنها بما يتلاءم مع نوعية أجزاء تدفق التيار وينتج عن هذا تكوين تشكيلات طبقية ذات طابع جماعي، مثل مجموعة طبقات النيم ومجموعة طبقات الكثبان ومجموعة الطبقات المستوية وغيرها. ويظهر تكوين أو تشكيل الطبقة مشاركًا مع كل مجموعة تدفق ويحتفظ بخصائص رسوبية معينة. ولكن يحتمل وجود اتحاد أو تركيب تشكيلات طبقية مختلفة مع بعضها على سبيل المثال، ربما تتشكل علامات النيم فوق ظهر الكثبان (Blatt *et al.*, 1980) .

وتتغير مع مضي الوقت تشكيلات الطبقة ولكنها تعود إلى الاحتفاظ بنفس الاختصاص العام عبر مدى أو نسق التدفق وظروف الراسب. ويؤدي التغير المتزايد في قوة التدفق أو في عمق الماء المتدفق أو في حجوم الحبيبات إلى انتقالات مفاجئة نسبيًا من نوع واحد من التشكيل الطبقي (مرحلة طبقية أو طور طبقي) إلى آخر. على سبيل المثال تتغير رواسب الرمل الناعم إلى متوسط الحجم وأيضا مع زيادة سرعة التدفق وثبات العمق، وتحت ظروف نظام التدفق المنخفض فإن تتابع الأحداث بالنسبة لمراحل التشكيلات الطبقية يُكون علامات نيم وأمواج رملية وكثبان. وبعد مرحلة الانتقال يبدأ نظام التدفق العالي بطبقات مستوية (Planar or flat beds) وتُتبع بكثبان مضادة ثم برواسب من منحدرات القاع (Chutes) ومنخفضات القاع (Pools) (انظر شكل ٤٨) . وتعرُّف أو تُميز أنظمة تدفق التيار بناء على طبيعة التشكيلات الطبقية وتفاعلاتها مع

سطح الماء الناقل، فمثلاً يمكن أن يميز نظام تدفق تيار الأنهار من مظهر سطح التدفق حتى في الحالات التي يكون فيها الماء أكثر توحلاً (فوق مشبع بالوحل) حتى تُظهر تشكيل الطبقة بسهولة. كذلك يمكن تمييز الكثبان بالاضطراب الخفيف الذي يسببه سطح الماء والحركات الدائرية أو الملفوفة والمرتفعة إلى سطح الطبقة. وبطريقة مشابهة يمكن تمييز التدفق السريع والصفحي المظهر والمختص بنظام التدفق العالي والذي يشكل طبقات مستوية وأسطح متماثلة الالتواءات المتموجة والتي تصاحب الكثبان المضادة (Blatt *et al.*, 1980).

أولاً: البِنْيات الرسوبية الأولية (الفيزيائية)
Primary (Physical) Sedimentary Structures

لقد بذل كثير من الباحثين الجهد الأكبر في تصنيف البنيات الرسوبية الأولية الفيزيائية وذلك لما لها من أهمية عظمى في معرفة بيئات الترسيب. وقد شملت دراساتهم إيضاحات بالصورة والوصف الدقيق وكذلك تفسيرات أكثر منطقية حتى لا تدع للقارىء فرصة التخمين والارتجال في حسم القرار المتضمن معرفة ظروف البيئة الترسيبية ومدلولاتها. ومن بين هؤلاء الباحثين: Pettjohn and Potter, (1964); Gubler *et al.*, (1966); Conybeare and Crook, (1968); Harms *et al.*, (1982); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs (1995) وغيرهم ممن ذكروا في القسم السابق.

وقد صنفت البِنْيات الرسوبية الأولية الفيزيائية إلى ثلاث مجموعات رئيسة (Selley, 1976, 1994) بناءً على أشكالها وأوقات تشكيلها (جدول ٩).

١ - المجموعة الأولى: بِنْيات قبل الترسيب

وهي التي تشكلت قبل الترسيب (Pre-depositional structures) مشيراً بذلك إلى الطبقات الواقعة مباشرة فوق الطبقة الحاملة لهذه البِنْيات. وتحدث هذه البِنْيات بين أسطح الطبقات ولذا يطلق عليها بِنْيات بين الطبقات (Interbed). بمعنى أنها تكونت أو تشكلت قبل ترسيب الطبقة العلوية (أو التي تغطيها). وتتكون هذه المجموعة من البِنْيات بشكل شامل من أشكال حت أو تعرية مثل قنوات الأنهار (Channels) والحت - والملء (Scour and fill) والخطوط أو التخطط (Grooves) والأبواق (Flutes) وعلامات

جدول (٩). ملخص تصنيف البِنْيات الرسوبية الأولية الفيزيائية

مجموعة	أمثلة	أصل النشأة
أ- بِنْيات قبل الترسيب (بين الطبقات)	١ - عدم التوافق ٢ - القنوات ٣ - الغرف - و - الملء ٤ - علامات القاع أ - علامات التخطط ب - علامات الأبواق جـ - علامات الأداة	بِنْيات حت بشكل عام
ب - بِنْيات أثناء الترسيب (داخل الطبقات)	١ - التطبق المصمت ٢ - التطبق المستو (يشمل بِنْيات التمزق) ٣ - التطبق المترقق (أو الترقق) ٤ - التطبق المتدرج ٥ - التطبق المتقاطع ٦ - التطبق النيمي والترقق المتقاطع	بِنْيات بناء بشكل عام
جـ - بِنْيات بعد الترسيب (بنيات تشويه داخل وبين الطبقات)	١ - بِنْيات طوابع الثقل ٢ - الدرنات الكاذبة ٣ - التطبق الملفوف أو المطوي ٤ - الترقق المطوي ٥ - الهوابط والانزلاقات	بِنْيات تشويه بشكل عام
د - بِنْيات متنوعة	١ - بِنْيات الشقوق المختلفة أ - بِنْيات شقوق التقلص ب - بِنْيات شقوق طرد الماء ٢ - بِنْيات آثار المطر ٣ - بِنْية قواطع الرمل ٤ - بِنْية الملح الكاذبة ٥ - البِنْيات الرسوبية الحيوية	•

الأداة (Tool marks) . وأحيانًا يشار إليها جميعًا بعلامات القاع (Sole marks) أو بنْيات القاع. لذا من حيث النشأة فهي بنْيات حت (Erosional bed forms).

٢ ـ المجموعة الثانية: بنْيات أثناء الترسيب

تتشكل بنْيات هذه المجموعة أثناء الترسيب (Syndepositional structures). وتتكون هذه البنْيات من أشكال طبقية ترسيبية مثل التطبق المستو (Flat-bedding) والتطبق المتقاطع (Cross-bedding) ، والتطبق المصمت (Massive bedding) والتطبق المتدرج (Graded bedding) ، والتطبق النيمي (Ripple-bedding) والترقق (Lamination) والترقق المتقاطع (Cross-lamination) . ويشار إليها جميعًا بمعالم الترسيب (Depositional features) لأنها تتكون داخل الطبقة (Intrabed). لذا من حيث النشأة فهي بنْيات بناء (Structural bed forms).

٣ ـ المجموعة الثالثة: بنْيات بعد الترسيب

تتشكل بنْيات هذه المجموعة بعد الترسيب (Post-depositional structures) . وتعتبر هذه البنْيات بنْيات تشويه حيث تسبب اضطراباً وتمزقاً في كل من بنيات الحت (أو بنْيات قبل الترسيب) وبنْيات الترسيب (أو بنْيات أثناء الترسيب) والمتشكلة بين وداخل الطبقات على التوالي. وتشمل هذه البنْيات الهوابط (Slumps) والانزلاقات (Slides) والتصفح الملفوف أو المطوي (Convolute lamination) والتطبق المطوي أو الملفوف (Convolute bedding) ومجموعة الواجهة المضطجعة (Recumbent foresets) ، وبنْيات الثقل أو الحمل (Load structures) . لذا من حيث النشأة فهي بنْيات تشويه (Deformational bed forms) .

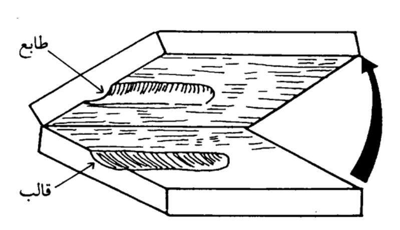
ويتضح من هذا التصنيف المبدئي أن هناك مجموعة أخرى من البنْيات والتي لا تنسجم ولا يمكن إدخالها ضمن المجموعات الثلاث السابقة وذلك لاختلاف أنواعها ولاختلاف نشأة كل نوع منها أيضًا. ولذا يطلق على هذه المجموعة، مجموعة البنْيات المتنوعة (Miscellaneous structures) مشيرين بذلك إلى الاختلاف في أصل نشأة كل نوع من أنواعها. وسوف نتطرق لهذه البنْيات بشكل واسع فيما بعد.

والآن سنعرض بالتفصيل أشكال ونشأة الأنواع المخلفة من البِنْيات الرسوبية الأولية الفيزيائية.

(أ) المجموعة الأولى: بِنْيات قبل الترسيب Pre-depositional structures

تنشأ بِنْيات قبل الترسيب نتيجة عمليات الحت التي تحدث في طبقة ما، قبل ترسيب الطبقة الواقعة فوق طبقة البِنْية ومن ثم يكون تواجد هذه البِنْيات بين أسطح الطبقات.

فإذا حدث أن فصلنا الطبقتين عن بعضهما فإننا نجد أن الطبقة العلوية تحتوي على طابع (Cast) البِنْية بينما الطبقة السفلية تكون حاملة لقالب (Mold) البِنْية، كما هو موضح في (شكل ٤٩).



شكل (٤٩). تسمية وتكوين الطابع والقالب من البِنْيات المتشكلة بين أوجه الطبقة.
(عن: Selley, 1976, 1994)

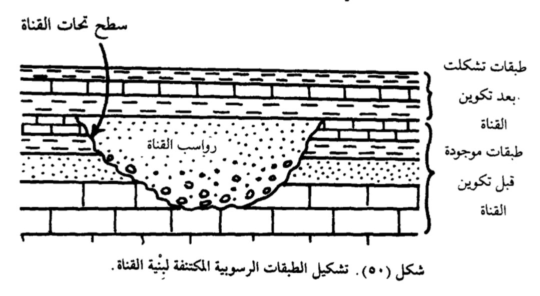
١ ـ عدم التوافق Unconformity

تشكل أسطح عدم التوافق بِنْيات حت أو عدم ترسيب تفصل بين مجموعتين من الطبقات. وتحدث عملية الحت (أو التعرية) والتآكل في أسطح مجموعة الطبقات الأقدم عمرًا. وتأخذ عملية الحت مكانها قبل ترسيب مجموعة الطبقات الأحدث عمرًا ومن ثم تتواجد بِنْية أسطح عدم التوافق بين هاتين المجموعتين من الطبقات مما يجعلها تتبع من حيث التصنيف بِنْيات قبل الترسيب. وهناك أنواع عديدة من بِنْية أسطح عدم التوافق،

تحدث عنها بالتفصيل الحمدان (١٣٩٥هـ) ولا داعي هنا للتكرار. وتقع أهمية أسطح عدم التوافق في كونها مصاحبة لمكامن الهيدروكربونات (النفط والغاز الطبيعي) التي تتواجد مجاورة لهذه الأسطح.

٢ ـ القنـوات Channels

تتبـع بِنْية القنوات النهرية لمجموعة بنيات قبل الترسيب وذلك لكونها تتشكل نتيجة عملية الحت التي يحدثها النهر في الطبقات التي يقطعها وقبل ترسيب الطبقات المغطاة لها كما يظهر من (شكلي ٥٠، ٥١) أو المائلة عليها.



شكل (٥٠). تشكيل الطبقات الرسوبية المكتنفة لبِنْية القناة.

وتعتـبر بِنْية القنـوات أكـبر البِنْيات حجمًا قبل الترسيب، حيث يصل مقياس عرضها عشرات الأمتار وربما عدة كيلومترات وقد يصل عمقها مئات الأمتار وبطبيعة الحـال تأخـذ أطوالها أطوال الأنهار المشكلة لها. وتتشكل القنوات تحت ظروف بيئية مختلفة، فكما تتكون فوق سطح الأرض عبر السهول، فإنها أيضا تتشكل تحت سطح البحر قاطعة الحواف القارية. وتبدأ تشكيل القناة نتيجة عملية الحت الموضعية والتي تحدث على امتداد مجرى تدفق السائب وبمساعدة عملية التآكل والبري التي يحدثها حمل الطبقة الزاحفة. وبمجرد تكوين القناة تبدأ عوامل الحت بدورها في توسيع رقعة القناة عن طريق تآكل الطبقات السفلية لضفتي القناة ومن ثم سقوط الطبقات المعلقة في أعلى ضفتي القناة.



شكل (٥١). راهص ملء القناة في حجر رمل البياض خشم الْبُوِيبِيَّات ـ شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif, 1976)

ويشكل وجود القنوات أهمية اقتصادية عظمى إذ أنها في معظم الأحيان تكون مناطق شبه مؤكدة لمستودعات الهيدروكربونات (النفط والغاز الطبيعي Hydrocarbon reservoir) وخزانات المياه (Aquifers). كذلك يمكن وجود أجسام الخامات المعدنية أو طبقات الفحم الحجري مصاحبة لمناطق القنوات، Shannon and Dahl (1971), Busch (1971), Martin (1963), Selley (1976, 1994) .

وتعطي القناة الإحساس بوجود التيار القديم في المنطقة ولكن يمكن معرفة اتجاه التيار من الرواسب التي تملأ القناة حيث تحتوي على تقاطعات طبقية موجهة تحت تأثير التيار المرسب لها. ويأخذ اتجاهات التقاطعات الطبقية حيث يمكن تعيين اتجاه التيار ومن ثم تحديد مصدر هذه الرواسب.

وأحسن الدراسات التي أجريت على القنوات، تلك التي تمت على أنظمة القنوات القديمة (Bennacef *et al.*, 1971; Selley, 1972 and Al-Laboun 1986)، وبالأخص تلك العناية التي أعطيت لأصل نشأة القناة المتعرجة والعلاقات الرياضية

بين التعرج (الالتواء) وعرض القناة وعمقها وتدَرُّج ميلها ومقياس الصرف فيها (Selley, 1994; Rust, 1978 and Schumm, 1969) .

٣ ـ الغرف والملء Scour and fill

وهي بِنْيات تتشكل نتيجة عملية الحت والتعرية لسطح الطبقة ثم تملأ مناطق التآكل عند ترسيب طبقة الغطاء (الطبقية العلوية) أي أنها تحدث قبل ترسيب الطبقة الملقاة فوقها. ومن ثم تتواجد بين هاتين الطبقتين. وهذه البِنْيات بمثابة قنوات صغيرة المقاس، أيْ أنّ أبعادها تقاس بالدسيمتر بدلا من الأمتار التي تستخدم في قياس أبعاد القنوات العادية. وبالمثل فإن هذه البِنْيات تتشكل تحت ظروف بيئية متنوعة. وليس لهذه البِنْيات أية قيمة اقتصادية كالقنوات ولكنها تعطي الإحساس بتواجد تأثير التيار في هذه الرواسب.

٤ ـ بنيات علامات القاع Sole marks

تتكون علامات القاع (Sole marks) من تشكيلات بنائية رسوبية تتشكل على مستوى أسطح الطبقات السفلية لبعض أحجار الرمل وتكون أقل انتشارًا في بعض طبقات أحجار الجير الراقدة فوق طبقات الطين الصفحي.

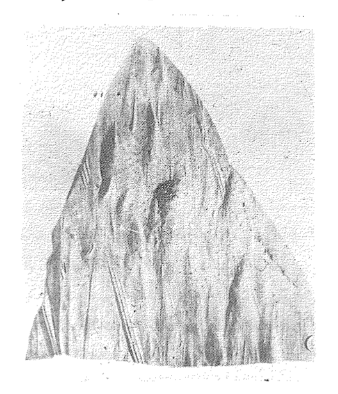
وتظهر هذه التشكيلات بصورة بِنْيات نتوئية تكونت نتيجة ملء منخفضات في سطح وحلي ثم ترسب عليه الرمل. وتنشأ علامات القاع من نشاط التيار ومن التشويهات التي يحدثها حمل التيار و نتيجة نشاط الأحياء الموجودة في المنطقة أيضًا (Pettijohn, 1975) . وقد عرفت بِنْيات القاع منذ سنوات عديدة (Hall, 1843) ولكن لم يتضح أصل نشأتها إلا حديثًا.

وتشمل بِنْيات القاع كل من علامات التخطط (Groove marks) وعلامات الأبواق (Flute marks) وعلامات الأداة (Tool marks).

أ ـ علامات التخطط Groove marks

وهي عبارة عن قالب تخططات حت مستقيمة البِنْية وطويلة ورفيعة وتكون موازية لاتجاه التيار. وتشكلت هذه التخططات نتيجة قطع طبقة القاع الوحلية (وهي طرية) بأداة يحملها التيار (مثل قطعة خشبية أو نباتية أو قطعة عظم من بعض هياكل السمك أو صدفة أُحْفُورة أو قطع حصوية أو ما شابه ذلك) بالقرب من القاع. وتعمل

هذه الأداة عند ملامستها للطبقة الوحلية على حفرها بحفر مستقيمة موازية للتيار، ثم بعدئذ تُملأ خطوط هذه الحفر بالرمل أو برواسب الطبقة الرملية التي تقع فرق هذه الطبقة الوحلية. وعند فصل طبقة الرمل من الطبقة الوحلية تظهر طوابع التخطط (Groove casts) على السطح السفلي للطبقة الرملية (شكل ٥٢). ولقد كان (Shrock, 1948a) أول من أطلق هذا المصطلح على هذه البِنْيات.



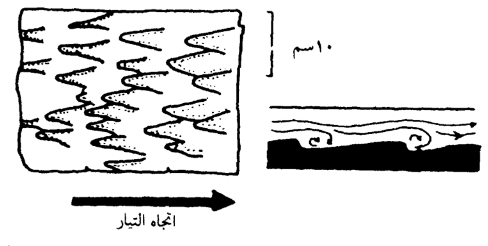
شكل (٥٢). بِنْية طابع الأبواق والتخطط. (عن: Pettijohn and Potter, 1964)

ويصل طول بِنْيات تخططات الحت إلى حوالي متر، ولكن لا تزيد أبعاد العمق والعرض عن مليمترات. وتدل استقامة هذه التخططات على أن التيار السائد كان عبارة عن تدفق صفائحي (Laminar flow) هادىء وليس تدفق مضطرب (Turbulent flow) . كما تشير طبيعة استمرارية الخطوط إلى أن الأدوات المحمولة في التيار كانت تنقل على ارتفاع ثابت من رواسب القاع وأيضًا موجهة بثبات في اتجاه أسفل التيار أيضًا ولم تقفز أو تلف حول نفسها أثناء النقل (Selley, 1976, 1994). ويندر

تواجد علامات التخطط مصاحبة مع علامات الأبواق (Flute marks) لأنها تتشكل بشكل جيد في مناطق أسفل التيار. بينما تتواجد علامات الأبواق في مناطق أعلى التيار. وتتكـون علامـات التخطط في بيئات متنوعة إلا أنها من المميزات الرئيسة لرواسب العكر الرملية أو صخور العكر (Turbidites).

ب ـ علامات الأبواق Flute marks

وهي عبارة عن قالب لِحُفَرْ مخروطية الشكل، ويكون رأس المخروط موجه في اتجاه أعلى التيار، وتكون فوهة المخروط موجهة في اتجاه أسفل التيار (شكل ٥٣). وتشبه بنية علامات الأبواق شكل طبع مؤخرة الكعب عندما يغمس في أرضية قاع



شكل (٥٣). تكوين علامات الأبـواق وتحديد اتجاه مجرى التيار. لاحـظ كيفية حركة التيار.
(عن: Selley, 1976)

وحلي. وتختلف أطوال علامات الأبواق بين أقل من ١ سم إلى ١ م، ولكن غالبًا ما تكون بين ٥ ـ ٨ سم. ويتراوح عمقها بين ١مم إلى ٣٠سم (Potter and Pettijohn, 1977). وتنشأ علامات الأبواق من حت سطح طبقة وحلية أو طينية طرية بواسطة تيارات محلية حلزونية (Vortices) أو دائـرية الحـركـة (دوامـة ماء أو هواء) وتكون محـاورهـا أفقية أو مائلة إلى رأسية (Von Engelhardt *et al.*, 1974) وتـزداد الحركة الحلزونية بزيادة سرعة التيار. ويزداد حجم بِنْية قالب البوق مع زيادة حجم حبيبات الرمل المترسب فيها. وتظهر بنْيات طوابع الأبواق (Flute casts) على السطح السفلي

للطبقة الرملية المترسبة فوق الطبقة الوحلية القاعية. وربما تختلف أحجام وأشكال قوالب وطوابع الأبواق من طبقة إلى طبقة أخرى ولكنها تكون متشابهة في الطبقة الواحدة.

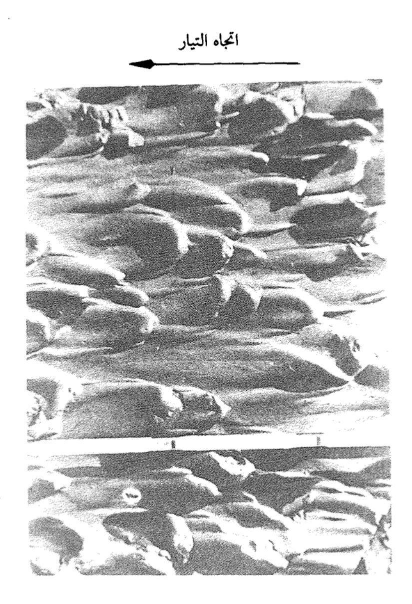
وقد شرح (Selley, 1976, 1994) بناءً على ما كتبه العالم ألَنْ في هذا المضمار كيفية حدوث أو تكوين علامات الأبواق (Allen 1968b, 1969, 1970b, 1971b)، فالتجارب التي أجراها **العالم ألَنْ أثبتت ما يلي:**

تشكل طبقة سطحها من مادة الجبس تعمل حفر صغيرة وتوزع بانتظام على سطح هذه الطبقة. وتوضع الطبقة داخل حوض وندع تيار من الماء يمر عليها. نلاحظ أن الحفر تصبح متطاولة في اتجاه أسفل التيار. وتُظْهِر استطالة الحُفَرْ كيفية تدفق التيار مباشرة عند سطح الطبقة. يصطدم الماء مع سطح الطبقة ثم يتبعثر (ينتشر) من وسط اتجاه التدفق. ويأخذ هذا التدفق عند هذه النقاط حركات دائرية تلف حول نفسها في اتجاه أسفل الحُفْرَة إلى أعلاها ثم تنبسط في اتجاه أسفل التيار (**الأشكال ٥٣، ٥٤، ٥٥**). وتوجد علامات البوق في بيئات ترسيبية مختلفة إلا أنها أيضًا من مميزات رواسب العكر.

جـ ـ علامات الأداة Tool marks

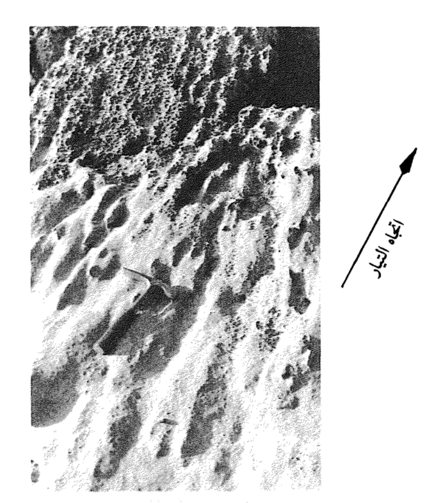
تتشكل بِنْيات علامات الأداة نتيجة نقل التيار لأنواع مختلفة من القطع الصلبة مثل حصى الرمل الصغيرة والصدف وقطع الوحل وقطع خشبية أو نباتية صغيرة وبقايا هياكل السمك وما شابه ذلك. وتنقل هذه القطع عبر طبقة القاع الوحلية إما بالتدحرج أو بالسحب المتقطع (القفز) فتحدث حفر في سطح الطبقة الوحلية الطرية. لذا تعتبر علامات الأداة بنيات حت تحدث في قيعان طبقات الوحل الطرية مثلها مثل علامات التخططات وعلامات الأبواق. إلا أن بِنْيات علامات الأداة تكون غير منتظمة الشكل سواء في المستوى الأفقي أو في القطاع الرأسي ولكنها غالبًا ما تكون موجهة في اتجاه موازٍ للتيار.

توجد جميع علامات القاع كَبِنْيات رسوبية تحدث في بيئات متنوعة إلا أنها أكثر تمييزًا لطبقات صخور رواسب العكر. وكلها عبارة عن بِنْيات حت تحدث على



شكل (٥٤). بِنْية طابع الأبواق. (عن: Blatt *et al.*, 1980)

سطح طبقة القاع الوحلية وهي رطبة، ثم تملأ برواسب الطبقة الرملية التي تترسب فوقها. وعند فصل الطبقتين عن بعضهما نجد طابع هذه البِنْيات مجسمًا على السطح السفلي للطبقة الرملية. وجميع هذه البِنْيات تعطي الإحساس بالتيار القديم ولكن يمكن استنتاج اتجاه التيار القديم من علامات البوق فقط. ومن ثم معرفة مصدر هذه الرواسب.



شكل (٥٥). بنْية طابع الأبواق على سطح طبقة من متكون رمل الوسيع بالقرب من خشوم الخناصر شمال غرب مدينة الرياض. (تصوير: مشرف).

ولقد تمت مراجعة هذا الموضوع ونوقشت تفاصيله في أبحاث كل من:

Potter and Pettijohn, (1977); Dzulinski and Walton, (1965); Dzulinski and Sanders, (1962); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

(ب) المجموعة الثانية: بنْيات أثناء الترسيب Syndepositional structures

تتشكل هذه البنْيات أثناء ترسيب الطبقات الرسوبية ولذا فهي بنْيات بناء وليست بنْيات حت، كما لاحظنا من بنْيات قبل الترسيب. وتتواجد هذه البنيات داخل الطبقات الرسوبية. ويطلق عليها بنيات بين الطبقات (Interbed structures) وهذا

يخالف بِنْيات قبل الترسيب المتشكلة بين الطبقات والتي يطلق عليها بِنْيات داخل الطبقات (Intrabed structures) . وتشمل بِنْيات أثناء الترسيب على كل من التطبق المصمت والتطبق المستوي (المسطح) والتطبق المتقاطع . . . إلخ .

١ ـ التطبق المصمت Massive bedding

يتكون التطبق المصمت من طبقات أو وحدات ترسيب عديمة البِنْيات الرسوبية. وكما أوضح (Selley, 1976, 1982, 1994) أن هناك عدة عوامل تؤدي إلى وجود صخور الطبقة بشكل مصمت وبمعنىً آخر، أن هذه العوامل تساعد على عدم تشكيل أي نوع من البِنْيات الرسوبية في صخور وحدة ترسيبية ما. ومن بين هذه العوامل:

أ ـ عملية النشأة المَابَعْدِيَّة (Diagenesis) أو التغير، والتي تتعرض لها صخور الطبقة أثناء أو بعد الترسيب حيث تتسبب في انعدام رؤية بِنْيات رسوبية في هذه الطبقة، ومن ثم ظهور صخورها مصمتة أي عديمة البِنْيات الرسوبية. وتوجد هذه الظاهرة بكثرة في معظم أحجار الجير والدلوميت وخاصة المعاد تبلر حبيباتها.

ب ـ يساعد نشاط الكائنات الحية الموجودة في بيئة الترسيب أثناء فترة الترسيب والتي تقوم بعمليات الحَفْر (Burrowing) الكثيفة على هدم واضمحلال أي بِنْية رسوبية تنشأ في طبقة ما.

جـ ـ طبيعة بعض الرواسب لا تساعد على تشكيل أي بِنْية رسوبية فيها عندما تترسب، ومثال ذلك الرواسب ذات الحبيبات الناعمة والتي تترسب في بيئات منخفضة الطاقة أو الهادئة كبعض أحجار الطين (Claystones) والمرلات (Marls) والطبشور وأحجار وحل الجير الدقيقة (Calcilutites). كذلك الصخور المتكونة في أماكنها (in Situ) مثل صخر المرجان (Reef rock) المعروف بصخر الكائنات الحية (Biolithite) يكون مصمتًا أو عديم البِنْية الرسوبية.

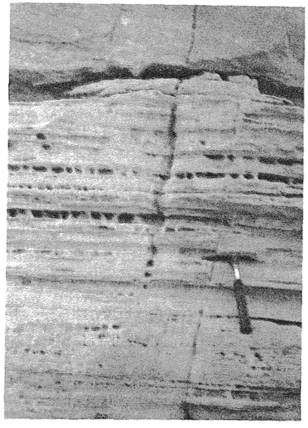
ويندر وجود أحجار رمل ذات طبقات مصمتة أو عديمة البِنْيات الرسوبية ولكن تظهر أحيانًا طبقات أحجار الرمل ذات التصنيف الجيد جدًا بدون بِنْية رسوبية وذلك لعدم إمكانية البِنْيات الرسوبية من التشكل بسبب عدم ظهور اختلافات في النسيج الحبيبي في هذه الطبقة. وقد أشار العالِمْ (Hamblin, 1962) إلى إنه حتى لو بدت

بعض أحجار الرمل عديمة البنّية الرسوبية، عندما نفحصها بالعين المجردة، فإنها في الحقيقة تظهر بعض البِنيات الرسوبية مثل التطبق أو التطبق المتقاطع تحت الأشعة السينية.

وأضاف (Selley, 1976, 1994) إن عدم توفر البِنْيات الرسوبية في طبقات الرمل ربما تخص رواسب كل من تدفقات الوحل وتدفقات الحبيبات والوحدة الرسوبية السفلية من رواسب صخور العكر (Turbidites).

٢ ـ التطبق المستوي Flat-bedding

يتشكل التطبق المستوي أو التطبق المسطح الأفقي (Horizontal bedding)، (شكل ٥٦) في بيئات مختلفة ويقاس سمك طبقاته بالمليمتر. وهو من أبسط أنواع بِنْيات أثناء الترسيب حيث تكون فيه الطبقات متوازية وموازية لسطح التطبق الرئيس



شكل (٥٦). تطبق أفقي (أو مستوٍ) مع تطبق مترقق في حجر رمل الوجيد ـ منطقة الخِتام بالقرب من ظهران الجنوب في إقلم عسير. (تصوير: مشرف).

ويترسب بشكل أفقي. ويمكن للتطبق الأفقي أن يتشكل في مياه ساكنة أو قليلة الحركة ولكن يمكن أيضا أن يتكون التطبق المستوي في بيئات الأنهار السريعة التدفق أو الشديدة الاضطرابات.

ويتدرج التطبق المستوي من تطبق تحت أفقي إلى تطبق متقاطع، وقد يحدث في قنوات الأنهار أو البيئات الشاطئية أو في مناطق مقدمة الدلتا. ويظهر التطبق المستوي في رواسب ذات حجم رملي سواء كانت رواسب فتاتية رملية أو رواسب جيرية. ويعزى هذا التطبق إلى ترسيب من تشكيل طبقة مستوية. ويحدث هذا تحت ظروف تدفق الطلقة أو عند مرحلة الانتقال بين مستوَى نظامي التدفق (والذي شرح في الفصل الرابع) أي عندما يصل عدد فِرُويدْ للعدد واحد (انظر شكل ٤٠).

ونذكر هنا بعض أمثلة البيئات المختلفة التي يتشكل فيها التطبق المستوِي أو الأفقي:

(أ) يتشكل التطبق الأفقي في الرمل، في الأنهار وفي المناطق الشاطئية (أو في مناطق انكسار الأمواج) وفي المناطق البحرية القليلة العمق (الضحلة) سواء في المناطق التي تحتفظ الأمواج بالرمال في الماء (Reineck, 1963) أو في مستوَى نظام التدفق العالي عامة (Upper flow regime) والذي ينقل فيه الرمل بالقفز (Simon *et al.* 1965; Harms and Fahnestock, 1965).

(ب) يوجد التطبق المستوي في رواسب تيارات العكر المعروفة برواسب أو صخور العكر (رواسب ألفِلِشْ Flysch) حيث تكون الرواسب فيها متدرجة من طبقات خشنة في القاع إلى طبقات ناعمة في أعلى القطاع (Fining upward).

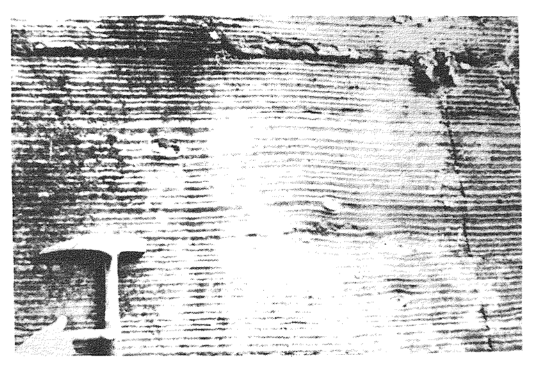
(جـ) يحدث التطبق الأفقي أو المستوي في الرواسب المتدرجة أيضًا والتي تنعدم فيها مادة راسب الأرضية (Matrix)، أي يبدأ التدرج من راسب خشن الحبيبات فقط، أو لا يوجد به مادة راسب الأرضية الناعمة (Fine matrix) عند القاعدة ثم يتدرج إلى راسب ناعم أو دقيق الحبيبات عند أعلى القطاع. وتعزى نشأة هذه الرواسب إلى بيئات مختلفة، ومثال ذلك رواهص الأنهار والتي تَحدَّث عنها كل من (Allen 1962 and Klein 1964, 1965).

(د) يظهر التطبق الأفقي عندما يوجد تبادل ترسيبي بين طبقات من الطين والغرين.

(هـ) تعطي رقائق الطين الحولي (Varved clays) انطباع بنيات التطبق المستوي أو الترقق الأفقي (Horizontal lamination) ، (شكلا ٥٧، ٥٨).

(و) كما تُشَكِّلْ تبادل طبقات أحجار الجير مع طبقات أحجار المرل (Marlstones) بنيات التطبق المستوي.

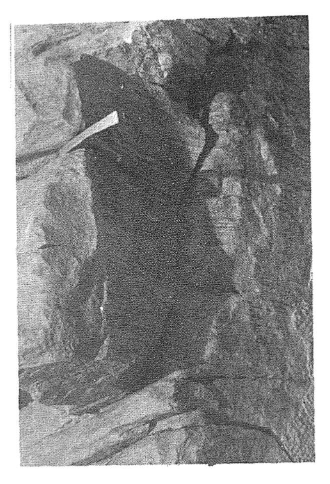
(ز) تتشكل بنيات التطبق الأفقي أيضا (Horizontal bedding) بين الرواسب الكيميائية النشأة مثل تبادل طبقات الدلوميت مع طبقات الأنهيدريت.



شكل (٥٧). رقائق الطين الحولي. (عن: Pettijohn, 1975)

ونستنتج من هذا، أن أحجام حبيبات رواسب التطبق الأفقي تتراوح من حبيبات الطين والغرين إلى حبيبات الرمل والزلط (Von Engelhardt *et al.*, 1974) كما أشار (Selley, 1976, 1994) أن حبيبات الرمل المترسبة تحت هذه الظروف البيئية تُرَص بطريقة تكون فيها المحاور الطويلة للحبيبات موازية لاتجاه تدفق التيار.

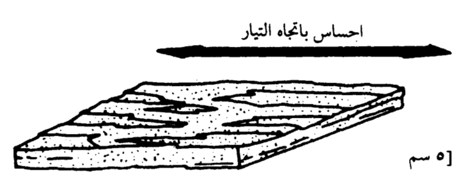
وفي معظم الأحيان يصاحب بِنْيات التطبق الأفقي أو المستوي بنيات أخرى تظهر على أسطح مستويات التطبق ويطلق عليها تخطط أو خطوط التيار (Current lineation)



شكل (٥٨). ترقق أفقي في حجر رمل البياض ـ جبل المياه منطقة الدغم بالقرب من مدينة الرياض. (عن: Moshrif, 1976; Moshrif and Kelling, 1984)

أو تسمى أحيانًا بالتمزق الخطي السطحي (Parting lineation) (Stockes, 1947) لأنها تحدث على أسطح الانفصام أو التشقق (Cleavage), (Crowell, 1955) (انظر شكلا ٥٩، ٦٠).

وتظهر هذه الحبيبات عندما نفصل طبقات أحجار الرمل عن بعضها (Sorby 1865, Potter and Pettijohn, 1977) وتكون واضحة على امتداد أسطح التطبق الأفقي لطبقات أحجار الرمل المعتدلة التماسك. ولا تظهر هذه البِنْيات في الرمل عديم التماسك (أو المفروط) ولا في الرواسب منخفضة التحول ويكون مثلها مثل بِنْيات علامات القاع (Sole marks) التي شُرحت سابقًا. وتعطي بِنْيات تخطط التيار،



شكل (٥٩). شكل بِنْية التمزق السطحي لطبقة رسوبية. (عن: Selley, 1976)



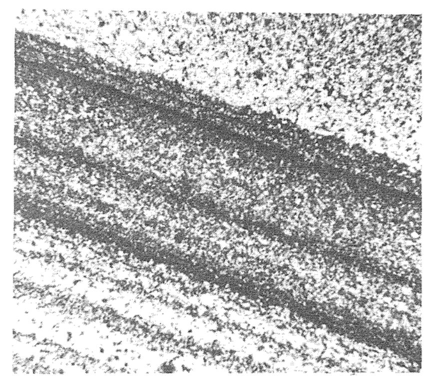
شكل (٦٠). بِنْية التمزق الخطي في حجر الرمل. (عن: Pettijohn and Potter, 1964)

الإحساس باتجاه التيار لأنها تكون موازية له. وقد أوضح كل من (McBride and Yeakel 1963, Allen 1964a-b, 1968a) أن احتمال تكوين بنيات تخطط التيار يرجع إلى استطالة توجيه الحبيبات. وهي من مميزات مستوَى نظام التدفق العالي (بالتيارات ذات السرعة العالية) والتي يُشيع فيه نقل الحبيبات بالقفز ولكن لا تتكون فيه علامات النيم.

وأحيانًا تتكون بِنْيات تخطط التيار بسبب توفر حبيبات الميكا في الاتجاه المتطاول (Grumbt, 1966) . وأشار (Conybeare and Crook, 1968) إلى أن هناك نوع آخر من بِنْيات تخطط التيار يسمى «التخطط النهري». وهو عبادة عن منخفضات ومرتفعات ضيقة تتشكل على أسطح الطبقات العلوية. وتكون قطاعاتها العرضية مستديرة ومحاورها الطويلة في اتجاه التيار. اقرأ أيضًا: Collinson and Thompson, (1989) and . Boggs, (1995)

٣ ـ التطبق المترقق Laminated bedding

يُعَرَّف التطبق المترقق (الترقق = Lamination ، انظر الترقق الأفقي شكل ٥٨ ، كذلك التطبق الأفقي شكل ٥٦) بتتابع الطبقات الرقيقة والتي يقل فيها سمك الرقيقة عن واحد سنتمتر، وفي معظم الأحيان يكون سمك الرقيقة بين ١ ـ ٢ مليمتر. وغالبًا ما يكون الترقق موازيًا لأسطح الطبقة المحيطة به إلا أنه في بعض الأحيان يكون الترقق مائلاً على أسطح الطبقة المحيطة. وقد تصل زاوية ميل الترقق مع الطبقة المحيطة إلى ١٠ درجات إلا أنه إذا تراوحت زاوية ميل الترقق بين ١٠ ـ ٣٥ درجة فإنه يطلق عليه «التطبق المتقاطع» (Pettijohn, 1975) وهذا يختص بطبقات الرمل. ويحدث الترقق في الرواسب الناعمة الحبيبات مثل أحجار الغرين والطين الصفحي، ويظهر الترقق (التصفح) كميزة بارزة في اختلاف المادة المترسبة من طبقة إلى طبقة أخرى، ويكون هذا الاختلاف إما في حجم الحبيبات أو في التكوين المعدني. وقد يكون الترقق مستمر ومتقطع وغير واضح. وقد يكون تبادل رقائق الترقق بين جسيمات ناعمة وخشنة مثل الغرين والرمل الناعم والطين (شكل ٦١). ويأخذ هذا الترقق خاصية التدرج في الحبيبات أي أن الحبيبات الخشنة عند قاعدة الرقيقة والحبيبات الناعمة عند أعلى الرقيقة، أو تأخذ خاصية التدرج المعكوس وهو عكس التدرج الطبيعي للحبيبات، أو يكون التبادل بين رقائق غرينية قاتمة اللون وأخرى فاتحة (شكل ٦٢) وهذا ناتج من اختلاف في محتويات المواد العضوية، وهي التي تعطي اللون القاتم. ويطلق على هذا النوع من الترقق برقائق الوحل الجليدي (Glacial varves) لأنه يحدث بسبب الإمداد السنوي أو الموسمي لراسب البحيرات الجليدية. وقد يكون التبادل بين رقائق جير الكلسيت ورقائق الغرين. أو قد يكون تبادل الرقائق بين رقائق غنية بالمعادن الثقيلة



شكل (٦١). بنْية الترقق في حجر الطين وتتضح فيها رقائق الغرين متداخلة مع طبيقات فتاتات ناعمة من الكوارتز والفلسبار. (عن: Pettijohn, 1975)

وأخرى لا تحتوي على تلك الكمية من المعادن نفسها. اقرأ أيضًا: Selley, (1976, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995) .

وشرح (Blatt *et al.*, 1980) أصل نشأة الترقق موضحًا أنه ربما تتشكل الرقائق (Laminae) في الوحل نتيجة التغيرات الدورية (أو الموسمية) التي تحدث في ظروف الترسيب الطبيعية أو الكيميائية. ويعتمد هذا النوع من الترقق في تكوينه على خصائص بيئية معينة، فمثلا في كثير من المناطق تهدم الحيوانات الحافرة أي ترقق يشكل نتيجة عمليات أخرى، ويطلق على هذه الظاهرة «اضطرابات الأحياء» (Bioturbation) وتعني إعادة ترسيب الراسب بالأحياء (نتيجة نشاط الأحياء في بيئة الترسيب). فقد يتشكل الترقق أو الرقائق في البيئات البحرية القليلة العمق إما بسبب التذبذبات الموسمية في إمداد الراسب أو نتيجة التقلبات (التحريكات) الدورية في رواسب القاع بواسطة نشاط الأمواج. ويُظهر الوحل المترسب في مياه البحيرات العذبة، ترقق جيد



شكل (٦٢). بِنْية الترقق في حجر الطين الصفحي. (عن: Pettijohn, 1975)

لقلة حدوث تكتـل راسب الطين وأيضا لقلة تواجد الحيوانات الحافرة في هذه البيئة الترسيبية إذا ما قورنت ببيئات ترسيبية أخرى.

وقد تتشكل بنيات الترقق في رواسب الوحل والرمل المترسب في المناطق البحرية الواقعة تحت مسطحـات المد والجـزر، وقد فسر (McCave, 1970) أن ترقق الوحل في هذه المناطق يحدث نتيجة تراكم الطين ببـطء عبر عدة دورات مد وجزر. وشـرح (Reineck and Singh, 1973) إن ترقق الـرمل في هذه المناطق كانت نتيجة العوصف السائدة في المنطقة.

وأضـاف (Blatt *et al.* 1980) أن ترقق الوحل يحدث ببطء وتحت ظروف بيئية هادئـة. أمـا ترقق الرمل فيحدث بسرعة وتحت ظروف بيئية أكثر نشاطًا واضطرابًا. وتشمـل المنـاطق التي يحدث فيهـا ترقق الـرمـل، مناطق تقدم وارتداد الأمواج على الشواطيء ومناطق زحف الراسب بتدفق التيارات الثابتة والمنتظمة مثل مناطق مستوَى

نظام التدفق العالي وظروف الطبقات المستوية (وقد سبقت مناقشة وشرح هذا الجزء). كذلك يحدث ترقق الرمل من انهياره عبر أوجه الكثبان والنيم الشديدة الانحدار (Leefaces) . وقد يحدث ترقق الرمل نتيجة هجرة علامات النيم أو هجرة الكثبان المضادة في اتجاه أعلى التيار أو نتيجة استقرار أو ترسب الراسب بعد انكسار الأمواج المصاحبة للكثبان المضادة. وتنتج بعض أنواع الترقق من تراكم رواسب أسطح الحت، والمكونة من طبقة راهص ضئيل السمك ويطلق عليها «الراسب المتخلف أو المتبقي» (Lag deposit) ، وتكون مصاحبة لعمليات الحت أو التعرية والتي تزيح الرواسب التي يسهل ازاحتها (مثل الرواسب الناعمة). وغالبًا ما تكون هذه الطبقة الخشنة المتبقية على سطح الحت غنية بالمعادن الثقيلة. كما يُظهر الترقق المتشكل نتيجة نشاط الأمواج المتقدمة والمرتدة في الشواطيء، تركيز قوي في المعادن الثقيلة وانعكاسًا في تدرج الحبيبات أيضًا.

وقد لخص (Pettijohn, 1975) أسباب حدوث الترقق بأنها اختلافات في معدل الإمداد أو الترسيب لمواد مختلفة. ويرجع السبب في هذه الاختلافات لعدة عوامل منها:

(أ) التغيير المفاجيء في التيار المرسب.

(ب) أسباب مناخية (خاصة التغييرات الدورية المتعلقة بالنسق أو الانتظام السنوي).

(جـ) العواصف أو الفياضانات الدورية.

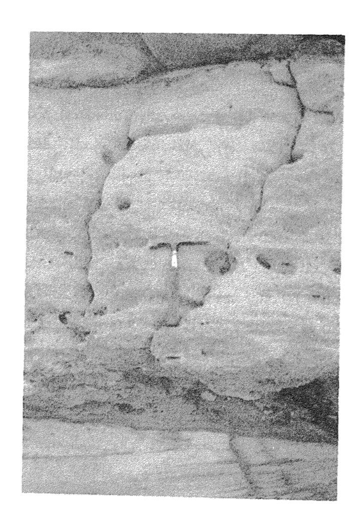
ويتضح مما سبق شرحه عن الترقق أن التمييز والاحتفاظ ببنيات الترقق في بعض الطبقات ليس من الضروري أن يكون مقياسًا مؤكدًا لهدوء بيئة الترسيب التي ترسبت فيها الرواسب المترققة. لأنه كما عرفنا أن بعض هذه البنيات تحدث تحت ظروف بيئية هادئة وبعضها تحدث في بيئات أكثر اضطرابًا. وقد يتسبب نشاط الحيوانات الحفورة أو حتى بعض التيارات القاعية البسيطة في هدم أو فقدان بنيات الترقق السابقة التكوين. . ولكن شيئًا واحدًا يجب أن نتذكره وهو أن الترقق غالبًا يسجل الترسيب تحت قاعدة الأمواج.

٤ ـ التطبق المتدرج Graded bedding

يستخدم مصطلح التطبق المتدرج عند الإشارة إلى طبقات أو طبقة تكون فيها

الرواسب متدرجة أي أن أحجام الحبيبات في هذه الطبقة تتغير طبقاً لمنحدر نظاميْ الترسيب في الاتجاه الرأسي أو في الاتجاه العرضي أو الجانبي . وهناك نوعان من التدرج :

(أ) التدرج الطبيعي ، والذي يشير إلى رواسب الطبقة عندما تكون متدرجة من أحجام حبيبات كبيرة أو خشنة في أسفل الطبقة ثم تقل أحجام الحبيبات بانتظام حتى تصبح دقيقة أو ناعمة في أعلى الطبقة . ويعرف بنظام يطلق عليه «أنعم في الاتجاه العلوي» (Finer upward) ، (شكل ٦٣) .



شكل (٦٣) . بنْية التطبق المتدرج في طبقة رمل الوجيد ـ منطقة الختام بالقرب من ظهران الجنوب في إقليم عسير . (تصوير: مشرف) .

(ب) التدرج المعكوس، ويكون عكس وضع التدرج الطبيعي أي أن الحبيبات الناعمة تتواجد في أسفل الطبقة، والحبيبات الخشنة في أعلى الطبقة، ويطلق عليه «أخشن في الاتجاه العلوي» (Coarser upward) ، (شكل ٤٢جـ).

وقد تظهر محتويات الطبقة (Bed) المتدرجة الحبيبات داخليًا بهيئة عدة طبيقات (Layers) أرفع سماكة من الطبقة (Bed) الرئيسة وتكون هذه الطبيقات موازية لأسطح الطبقة الحاوية. وفي هذه الحالة تشكل هذه الطبيقات ما يسمى بالرقائق (Laminae) والتي تحدثنا عنها بالتفصيل تحت عنوان التطبق المترقق.

ويشكل التطبق المتدرج بنية ترسيبية شائعة التواجد في معظم الطبقات الرسوبية. ويساعد التطبق المتدرج في معرفة وتحديد نظام التتابع الترسيبي للطبقات أحادية الالتواء، والطبقات المقلوبة. ويعتبر التطبق المتدرج من البنيات أو العلامات المميزة لرواسب العكر (Turbidites) والتي تحدث في المياه البحرية العميقة.

ويتكون التطبق المتدرج نتيجة انخفاض (اضمحلال) سرعة التيار. ويتراوح سمك طبقة التطبق المتدرج من أقل من واحد سنتمتر إلى متر أو عدة أمتار. وربما تكون المواد أو الرواسب المتدرجة رمل وغرين. ويندر تواجد الزلط بشكل متدرج. وتتواجد معظم الطبقات المتدرجة الحبيبات في أحجار الرمل، وبشكل شائع في صخور رمل العكر (Graywackes) القديمة. ويزداد سمك طبقة التطبق المتدرج بزيادة خشونة الحبيبات عند قاعدة الطبقة (Potter and Scheidegger, 1966) وأيضًا يضيف كل من (Scheidegger and Potter, 1971) أنه يقل كل من سمك الطبقة المتدرجة الحبيبات وأحجام الحبيبات في اتجاه أسفل التيار وذلك في التطبق المتدرج النموذجي. وقد يحدث التطبق المتدرج في بعض أحجار الجير والتي ترسبت أصلاً كرمل أثناء فترة تشكيلها. وأحيانا يظهر التطبق المتدرج في بعض أحجار الكوارتزيت ورمال أخرى قديمة وحديثة والمترسبة تحت مياه قليلة العمق والتي لها نفس خواص دورة بوما (Bouma, 1962) ، (راجع ما شُرح سابقًا عن هذا الموضوع تحت عنوان رواسب تيارات العكر).

لمزيد من التفاصيل راجع كل من : Selley, (1976, 1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995) .

٥ ـ التطبق المتقاطع Cross-bedding

يتكون التطبق المتقاطع من طبقات (Beds) ذات طبيقات (Layers) مائلة على أو متماسة مع الطبيقات السفلية الأفقية بينما تتقابل بزاوية مع الطبيقات العلوية. وغالبًا يميل التطبق المتقاطع في اتجاهين متعاكسين. ولهذا السبب يستبدل أحيانًا مصطلح التطبق المتقاطع بالتطبق المائل (Oblique bedding).

وقد كان (Mckee and Weir, 1953) أول من أعطوا تسمية خاصة للطبقات ذات التطبق المتقاطع (Cross-stratification). فتسمى المجموعة المفردة من التطبق المتقاطع (Cross-strata) والمحصورة بين مستويات التطبق «بالطقم» (Set). ويشار إلى المجموعة المتكونة من عدة أطقم متشابهة وليست منفصلة عن بعضها بأي فاصل رئيسي «بالأطقم» (Cosets) (انظر الشكل ٦٤). ويصنف التطبق المتقاطع بناءً على عدة مميزات. وتشمل مميزات التصنيف الآتي:

١ ـ مقياس سمك الأطقم (Sets).

٢ ـ شكل ووضع (Attitude) التطبق المتقاطع.

٣ ـ شكل وطبيعة الأسطح السفلية والعلوية المحصورة بينها الأطقم.

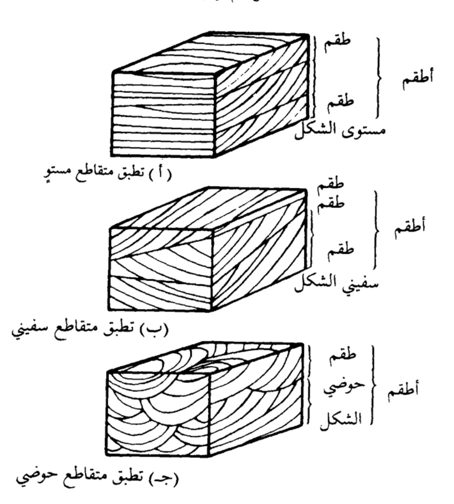
وعلى هذا الأساس وجد أن هناك ثلاثة أنواع من التطبق التقاطع (الأشكال ٦٤، ٦٥أ، ب)، وهي كالآتي:

١ ـ التطبق المتقاطع المستوي (Planar or tabular cross-bedding) وفيه تكون مجموعة الأطقم محاطة بأسطح سفلية وعلوية مستوية ومتوازية.

٢ ـ التطبق المتقاطع السفيني (Wedge cross-bedding) وفيه تكون مجموعة الأطقم محاطة بأسطح سفلية وعلوية مستوية ولكن غير متوازية.

٣ ـ التطبق المتقاطع الحوضي (Trough cross-bedding) وفيه تكون مجموعة الأطقم والسطح السفلي المحيط بها بشكل الحوض (أو المِغْرفة، أو المِلْعقة).

ويتشكل التطبق المتقاطع نتيجة هجرة كل من النيم الكبير (Megaripple) أو موج الرمل (Sand wave) أو الكثبان الرملية. أما هجرة علامات النيم (Ripples) فتعطي تطبقًا متقاطعًا صغير المقاس أو ما يسمى (Cross-lamination) أو الترقق المتقاطع والذي يظهر على سطحه العلوي علامات النيم. ويشكل التطبق المتقاطع بنية داخلية للطبقة

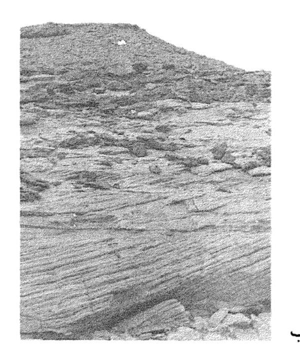


شكل (٦٤). الأنواع الرئيسة للتطبق المتقاطع:
أ) ـ تطبق متقاطع مستوي، ب) ـ تطبق متقاطع سفيني، جـ) ـ تطبق متقاطع حوضي. (عن: McKee and Weir, 1953)

والتي تحدث أثناء الترسيب. ويختلف سمك طبقات (Layers) التطبق المتقاطع من ٣ مليمترات إلى ٣٠ مترًا أو أكثر (Pettijohn, 1975) . وعامة تتراوح زاوية ميل الأطقم المتقاطعة بين ١٥ ـ ٢٠ درجة وقد تكون أقل من ذلك ولكن لا تزيد على ٣٥ درجة (Potter and Pettijohn, 1977) . وقد شرح (Allen 1963a, 1963b) نماذج عديدة ومختلفة لأنواع التطبق المتقاطع بالتفصيل ولا يسع مستوى هذا الكتاب أن ندخل في مثل هذه التفاصيل.



أ

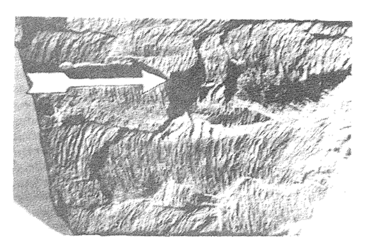


ب

شكل (٦٥). تطبق متقاطع مستوي في حجر رمل البياض، خشم أبورخيم شمال غرب مدينة الرياض: أ ـ مقاس صغير، ب ـ مقاس متوسط. (عن: Moshrif, 1976)

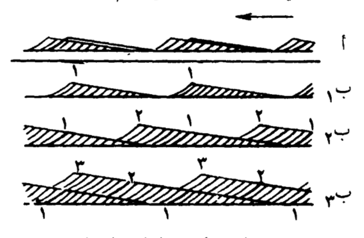
ويكون ميل الأطقم المتقاطعة في اتجاه أسفل التيار كذلك يكون تقعر (Concave) هذه الأطقم في حالة التطبق المتقاطع الحوضي مشيراً إلى أسفل التيار (شكل

٦٤). وأطلق (Stockes, 1953) على ظاهرة العلامات أو التشكيلات التي تظهر على سطح مستوي التطبق المتقاطع الحوضي الصغير الحجم بعلامات التمزق والتجعد (Rib and furrow) (انظر الشكل ٦٦) أو كما سماها (Hamblin, 1961) بالترقق المتقاطع الدقيق (Micro-cross lamination) .



شكل (٦٦). بنية التمزق والتجعد مع إيضاح حركة اتجاه التيار. (عن: Pettijohn, 1975)

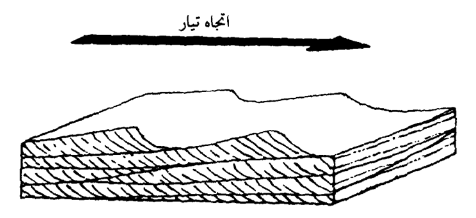
ويوضح شكل (٦٧) أصل نشأة التطبق المتقاطع. حيث تأخذ وحدة الطبيقات المتقاطعة ميلاً بدائيًا في اتجاه أعلى التيار وتميل أطقم الواجهة (Foresets) في اتجاه أسفل



طريقة تكوين التطبق المتقاطع

شكل (٦٧). أصل نشأة التطبق المتقاطع. (عن: Shotten, 1937)

التيار. ويكون الميل البدائي صغيراً في المرحلة الأولى، بين درجة إلى درجتين. ويحدد ارتفاع الكُثَيْب سمك التطبق المتقاطع. وأشار (Allen 1963a, 1963b) إلى أن شكل بنية التطبق المتقاطع تقررها تشكل أو شكل بينة النيم إذا كان تطبقًا متقاطعًا صغير الحجم وإذا كان كبير الحجم فيحدده شكل الكُثَيْب أو موج الرمل. فمثلاً تعطي هجرة كل من علامات النيم المنتظمة والممتدة على خط واحد (Transverse dune) التطبق المتقاطع المستوي البسيط (شكل ٦٨). بينما يتشكل التطبق الحوضي نتيجة هجرة رمال أشكال الكثبان اللسانية أو الكثبان المعقدة الأنظمة. وتعكس زاوية ميل أطقم الواجهة أو المقدمة (Foreset) زاوية الاستقرار الحرجة لحبيبات الرمل عندما ترسبت، وهذه تعتمد على كل من حجم وتصنيف وأشكال (استدارة وتكور) حبيبات الراسب وأيضًا على لزوجة السائب المحيط (Ambient fluid), (Fluid = gas or liquid) . وفي معظم



شكل (٦٨). تكوين التطبق المتقاطع البسيط حيث تحدث هجرة الكثبان الرملية في اتجاه أسفل التيار. (عن: Selley, 1976)

الأحيان تأخذ الرمال الهوائية (المنقولة والمترسبة بالهواء على سطح الأرض) زاوية استقرار أعلى من زاوية استقرار الرمال المائية (المنقولة والمترسبة تحت سطح الماء). وقد أشار كل من (Bigarella 1972 and McBride and Hayes, 1962) إلى أنهم سجلوا زوايا ميل لتطبق متقاطع متشكل من كثبان رملية حديثة بين ٣٠ - ٣٥ درجة، بينما اختتم كل من (Harms and Fahnestock 1965; Imbrie and Buchanan,1965) أنه يندر أن تزيد زاوية ميل تطبق متقاطع عن ٣٠ درجة لرمال مائية، وذلك بناءً على نتائج دراستهم لرمال

حديثة مائية. وبشكل مماثل أفاد (Mckee, 1957) أن ميل الرقائق المتقاطعة في الرمال الهوائية تتراوح بين ٣٠ ـ ٣٥ درجة وفي الرمال المائية تكون بين ٢٥ ـ ٣٠ درجة.

وتوجد بنيات التطبق المتقاطع في كثير من البيئات الترسيبية إلا أنها تحدث بشكل كبير في البيئات النهرية، وأينما تواجدت ظروف مستوى نظام التدفق العالي (Upper flow-regime). ويعتبر التطبق المتقاطع كمجموعة بنيات ذات أشكال مختلفة ونشأة مختلفة.

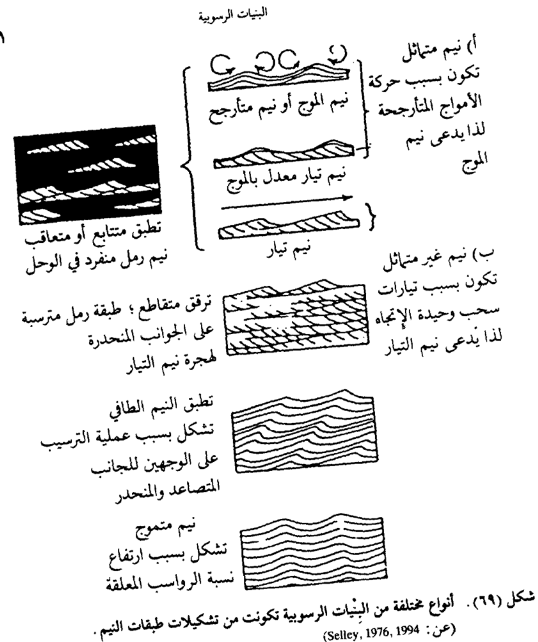
ويمكن استنتاج اتجاه تدفق التيارات المرسبة عن طريق أخذ قياسات ميل التطبق المتقاطع، ومن ثم معرفة البيئة الترسيبية وكذلك معرفة الجغرافية القديمة التي شملتها توزيع الرواسب فوقها ويمكن أيضا معرفة وضع بنية الطبقات في المنطقة.

لمزيد من التفاصيل عن التطبق المتقاطع اقرأ: Selley, (1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

٦ ـ التطبق النيمي والترقق المتقاطع Ripple-bedding and cross-lamination

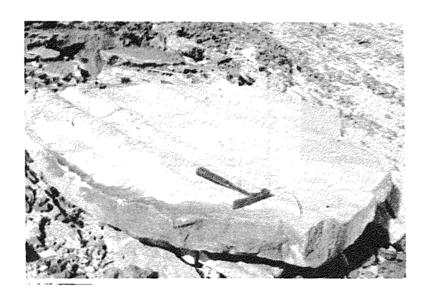
يُعَرف التطبق النيمي (Ripple-bedding) بالطبقات التي تتشكل على أسطحها العلوية علامات النيم (Ripple marks) ويظهر على جوانبها المتعامدة مع قمم النيم بنيات داخلية رسوبية تسمى الترقق المتقاطع (Cross-lamination). والترقق التقاطع عبارة عن رقائق مائلة على مستوى الأسطح المحصورة بينها هذه الرقائق وتكون أيضًا هذه الرقائق المتقاطعة متوافقة مع أوجه النيم الشديدة الانحدار (Lee face) (الأشكال **٦٩، ٧٠، ٧١). وعلامات النيم عبارة عن بنية طبقة عليها ما يشبه الأمواج وهي** تتكون في الرمال الناعمة المعرضة لتيارات زحف رقيقة الحركة. ويتشكل (يترسب) الترقق المتقاطع من هجرة علامات النيم في اتجاه تدفق التيار.

ومن أهم الأبحاث التي كتبت عن النيم ذلك العمل البحثي المفصل الذي أنجزه (Allen, 1968c)، وتوضح الأشكال (٧٢، ٧٣) التسميات التي اقترحها ألن لأجزاء وتشكيلات النيم المتنوعة. ويسمى جانب النيم المعتدل الإنحدار وفي اتجاه أعلى التيار بالجانب المواجه (Stoss side) ويسمى جانب النيم الشديد الانحدار وفي اتجاه أسفل التيار بالجانب المعاكس للتيار (Lee side). وتسمى النقطة الأكثر انخفاضًا على
ا ـ النيم بنقطة الحوض (Troughpoint)، بينما تسمى أعلى نقطة عليه بنقطة القمة

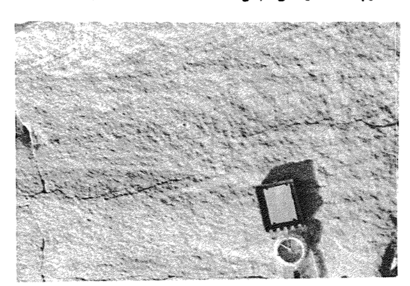


شكل (٦٩). أنواع مختلفة من البنيات الرسوبية تكونت من تشكيلات طبقات النيم.
(عن: Selley, 1976, 1994)

(Summit point). ويطلق على النقطة التي تفصل سطح قمة النيم من منحدر الجانب المعاكس للتيار بنقطة الحافة (Brink point). ويشار إلى الخطوط الموصلة بين النقاط المتتالية على سطح مستوى النيم بخطوط الأحواض (Troughlines)، وخطوط القمم (Crestlines) وخطوط الحواف (Brinklines). وتسمى المسافة الموصلة من نقطة حوض إلى نقطة حوض آخر بطول النيم (Ripple length) وتسمى المسافة الرأسية الموصلة بين

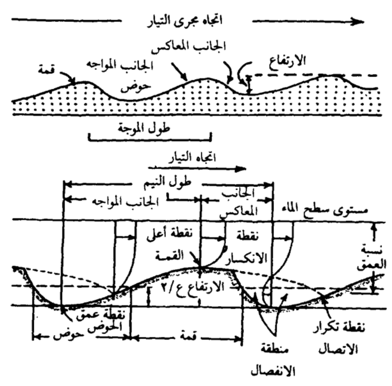


شكل (٧٠). نيم متماثل على سطح صخرة من حجر رمل البياض بالقرب من جبل برمة ـ شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif and Kelling, 1984)



شكل (٧١). ترقق متقاطع وترقق أفقي بين أطقم الترقق المتقاطع في حجر رمل البياض بالقرب من خشوم الخناصر ـ شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif and Kelling, 1984)

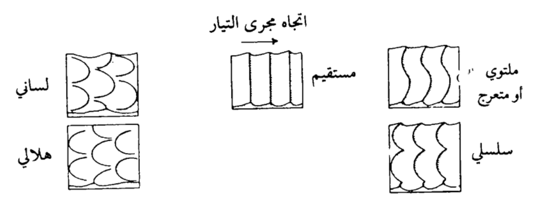
نقطة القمة ونقطة الحوض بارتفاع النيم (Ripple height). ويطلق على المسافة الأفقية الموصلة بين قمتي النيم بطول الموجة (Wave length) (شكل ٧٢).



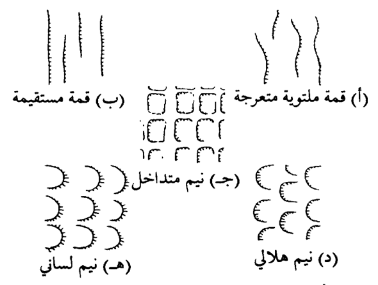
شكل (٧٢). قطاع عرضي لبنية نيم مع تسمية أجزاءه. (عن: Allen, 1968c)

وقد ميز ألن خمسة أشكال هندسية للنيم في الوضع المستوى أو المسطح الأفقي، وأطلق عليها «النيم المستقيم» (Straight ripple)، والنيم الملتوي (Sinuous ripple)، والنيم المتسلسل (Catenary ripple، والنيم اللساني (Linguoid ripple)، والنيم الهلالي (Lunate ripple)، (شكلا ٧٣، ٧٤).

وعُرِّفت أنواع مختلفة للتطبق النيمي بواسطة الربط بين أشكال النيم الخارجية أو تشكيل الطبقة (Bed form) وبنياتها الداخلية (شكل ٦٩). وقد وُجد من قطاع النيم العرضي (Ripples cross-section) أن هناك نوعين من النيم وهما نيم متماثل (Symmetric ripples) ونيم غير متماثل (Asymmetric ripples). وأحياناً يطلق على النيم المتماثل معنى النيم المتأرجح (Oscillation ripples) أو النيم الموجي (Wave ripples). ويُظهر هذا النوع من النيم نوعان من الترقق الداخلي (Internal lamination). تكون الرقائق (Laminae) في النوع الأول متوافقة (Conformable) مع سطح شكل أو بنية النيم، ويُظهر النوع الثاني رقائق متقاطعة (Cross-laminae) والتي ليس لها علاقة بسطح شكل أو بنية النيم.



شكل (٧٣). الوصف الإسمي لأشكال النيم المختلفة. (عن: Allen, 1968c)



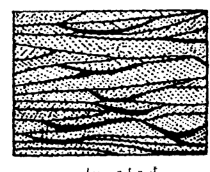
شكل (٧٤). تسمية أشكال طبقة النيم كما تظهر من خلال المستوى السطحي.
(عن: Allen, 1968a)

ويقترح النوع الأول أن نيم التماثل قد تشكل أو تكون نتيجة لتأرجح السائب (Oscillation of the fluid) ويـدون تجزيء أفقي للراسب المنقـول في السائب. بينما يتضح أن النوع الثاني للنيم المتماثل نتج من تغييرات جزئية لنيم التيار غير المتماثل عن طريق حركة التأرجح (Oscillatory movement).

يُظهـر النيم غير المتـماثـل فروقـات واضحة بين الجانب المواجه للتيار بزاويته المنخفضة والجانب المعاكس للتيار ذي الزاوية الشديدة الانحدار (شكلا ٦٩، ٧٢).

وتكون بنيتها الداخلية ذات ترقق متقاطع، وتتوافق الرقائق المتقاطعة مع الواجهة أو الجانب المعاكس للتيار (Lee face). ويتشكل النيم غير المتماثل نتيجة تيارات جر أحادية الاتجاه، وغالبًا ما يشار إلى هذا النوع من النيم بنيم التيار (Current ripples).

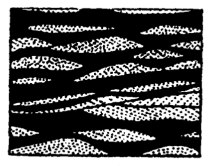
ويعطى التراكم القليل الانتظام للتطبق النيمي ترققًا داخليًا غامضًا (شكل ٧٥). فالبنية الداخلية واضح أنها نتجت من النيم ولكن ليس هناك انتظام جيد أو طريقة ثابتة في نموذج التراكم. وقد أطلق التطبق الموجي (Wavy bedding) على مثل هذه الطبقات من أحجار الرمل أو أحجار الغرين (Pettijohn, 1975). ولكن في هذه الحالة إذا تواجد الطين فان بنية أو تشكيلة وحدة التطبق النيمي تصبح أكثر وضوحًا. وربما ينحصر الطين بين طبيقات الرمل أو الغرين وبشكل عدسات (Lenticles) في



(أ) تطبق متتابع



(ب) تطبق متموج



(جـ) تطبق عدسي



(د) تطبق نيم ميت

شكل (٧٥). بنيات التطبق المتموج والتطبق المتتابع. (عن: Reineck and Wunderlich, 1968)

أحـواض النيم أو طبيقات طينية هلالية الشكل ومتتابعة تسمى (Flasers) ، (شكل ٧٥أ). ويمكن أن يتشكل كل من النيم المتماثل والنيم غير المتماثل على هيئة عدسات منفردة (أو منفصلة) من الرمل أو الغرين الخشن في أحجار الطين (العكس صحيح) فعندئذ يطلق عليها التطبق المتتابع (Flaser bedding) . وإذا كانت العدسات الطينية متحـدة ومتصلة ببعضها فإنه يشـار إلى هذا التطبـق بالتطبـق الموجي أو المتمـوج (Wavy bedding) (شكل ٧٥ب). وإذا كان الطين هو الشائع وتكون وحدات التطبق النيمي منفصلة ومحصورة في أرضية طينية ففي هذه الحالة يطلق عليها التطبق العدسي (Lenticular bedding) أو النيم الميت (Starved ripples) ، (شكل ٧٥جـ، د)، (Reineck and Wunderlich 1968, Terwindt and Breusers, 1972) .

وقد أشار (Pettijohn 1975) إلى أن هناك بنية داخلية أخرى يعتقد بأنها ذات علاقة بالتطبق النيمي وقد سماها (Stokes 1953) بنية التمزق والتجعد (Rip and furrow) ، (شكل ٦٦). وتظهر هذه البنية على سطح مستوى التطبق. وتتكون من علامات هلالية صغيرة متعارضة أو متقاطعة وتأخذ شكل أطقم محصورة في تجعدات طويلة وضيقة ومفصولة عن بعضها بأضلع متقطعة أو قنوات ضيقة جدًّا (شكل ٦٦). وتتشكل بنية التمزق والتجعد من هجرة سلاسل نيم معقدة أو ما يعرف بالترقق المتقاطع الحوضي.

وتشبه علامات النيم التطبق المتقاطع من حيث الاستفادة منها في تحديد النظام الـطبقي أو (الاسـتراتجـرافي)، وفي معـرفة اتجاه تدفق التيار وتشير أيضًا إلى ظروف التدفق، ولكنها أقل فائدة في تعريف أو تحديد بيئة الترسيب لأنها تتشكل تحت ظروف متعددة وتحت سطح ماء مختلف العمق، وعندما يتحرك التيار عبر سطح رملي. ويختلف النيم المتشكل بالموج عن النيم المتكون من تيار أحادي الاتجاه، وكذلك يختلف نيم الريح أو الهواء (المتشكل فوق سطح الأرض ـ مثل نيم الكثبان) بشكل واضح عن نيم المـاء (المتشكـل تحت سطح الماء). ولسوء الحظ أنه يندر رؤية نيم الهواء في السجل الجيولـوجي. بالإضـافـة إلى إثبات الاستفادة من النيم في تحليل الجغرافيا الإقليمية القديمة (Pettijohn, 1975).

ويتكون النيم في الوقت الحاضر في عدة بيئات مختلفة تمتد من الكثبات الرملية

إلى الأنهار والدلتا وحتى إلى طبقة البحار. ومن إحساس الملاحظة فقط نجد أن النيم لا يتكون أو يتشكل في رواسب الطين ولا في الرمال الخشنة أو الزلط. ويكون تكوين النيم محصورًا في الغرين الخشن وفي الرمل الذي يكون حجم أقطار حبيباته أقل من ٠,٦ مليمتر. كما يتشكل النيم في الجزء السفلي من نظام التدفق المنخفض وعندما يكون عدد فرويد منخفض (راجع ما سبق شرحه في هذا الموضوع، شكل ٤٠).

وبالزيادة التدريجية في محتوى الرمل فإنه يمكن للتطبق النيمي المتتابع (Flaser bedding) أن يتدرج إلى طبقات تتكون كلية من ترقق متقاطع رملي والتي يكون فيها سطح النيم خفي، ولو أنه أحيانًا تكون باقية في الطبقة العلوية. وهناك مصطلحات متنوعة أعطيت لهذه البنيات الرسوبية، منها الترقق المتقاطع والنيم المتسلق (Climbing ripples) وتطبق النيم الطافي (Ripple-drift bedding) (Jopling and Walker, 1968) (شكل ٦٩). وقد شرح كلًا من (Jopling and Walker, 1968) أنواعًا متعددة ومتنوعة من النيم وكيفية تكوين كل منها. ومن ذلك الشرح يمكن تلخيص ما يلي:

ترسب تيارات الجر العادية الرمل فقط على جانب النيم المعاكس للتيار. وبازدياد حمل الرواسب العالقة، تتم عملية الترسيب أيضًا على جانب النيم المواجه للتيار. وينتج عن هذا، سلسلة من أسطح قطاعات النيم الجانبية (Profiles) وتهاجر قممها بشكل مائل إلى أعلى وفي اتجاه أسفل التيار. ومع تزايد حمل الرواسب العالقة، ينمو ترقق النيم الملتوي من النيم المتماثل. ويتشكل الترقق المتقاطع نتيجة هجرة نيم التيار (Current ripples) وترسيب طبقة رمل على الأوجه أو الجوانب المعاكسة للتيار. كما يتشكل تطبق النيم الطافي نتيجة عملية الترسيب التي تحدث على كلا وجهي أو جانبي النيم، (Lee and stoss sides) (شكل ٦٩).

لمزيد من التفاصيل اقرأ:

Selley, (1976, 1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

(جـ) المجموعة الثالثة: بِنْيات بعد الترسيب Post-depositional structures

وهي البِنْيات التي تتشكل بعد استقرار الراسب وانتهاء عملية الترسيب. وتعتبر بِنْيات بعد الترسيب بِنْيات تشويه، حيث ينتج عنها اضطراب وتكسير وتغيير، وضع كل

من بِنْيات قبل وأثناء الترسيب التشكلة بين الطبقات وداخل الطبقات على التوالي. وهناك أنواع عديدة من بِنْيات التشوه. إلا أنه عرفيًا يمكن حصرها في مجموعتين رئيستين طبقًا لإحساس حركة التشوه، بمعنى، هل كانت رأسية أم أفقية الانتشار، وكذلك هل تم تشوه الراسب بشكل مرن بلاستيكي وفي الحالة غير المتصلبة (Unconsolidated state)، أو إذا كان الراسب تام التصلب وتمزق (Shear) على امتداد مستويات الإنزلاق (Selley, 1976, 1994) ويوضح جدول (١٠) ملخصًا لتصنيف البِنْيات الرسوبية المشوهة والمتشكلة بعد الترسيب.

جدول (١٠). ملخص تصنيف البِنْيات الرسوبية المشوهة.

إحساس الحركة	البنيـــة	طبقة التشوه
رأسية الانتشار	طوابع الثقل والدرنات الكاذبة، التطبق الملفوف، مجموعات الواجهة المضطجعة (الراقدة)، الترقق الملفوف	مرنة (تفتقد الرواسب قوة التمزق).
أفقية الانتشار	الهوابط الانزلاقات	قَصْفِية/تَكَسُّرية (تمتلك الرواسب قوة التمزق).

(عن: Selley, 1976, 1994)

وفي بعض الحالات تشير الرواسب المشوهة نفسها إلى أن التشوه حدث حتميًا بشكل مبكر جدًا، إما أثناء عملية الترسيب نفسها أو بعد الترسيب مباشرة، وهذا يكون قبل تغطية الراسب بعدة أمتار من راسب آخر. ويطلق على التشوه المصاحب لعملية الترسيب بالتشوه المتزامن (Penecontemporaneous deformation)، (Blatt *et al.,* 1980). ويتسبب في تشوه الراسب أربعة عوامل ميكانيكية:

١ ـ قوة الجاذبية المتمثلة في طبقات متتابعة تُظْهِرُ انحدار كثافة معكوس، وذلك عندما ترقد طبقات راسب كثيف فوق طبقات راسب أقل كثافة.

٢ ـ إسالة الراسب (أي عندما يصبح الراسب سائلاً أو مائعاً).

٣ ـ حركة الجاذبية للراسب المترسب على منحدر (هابط).

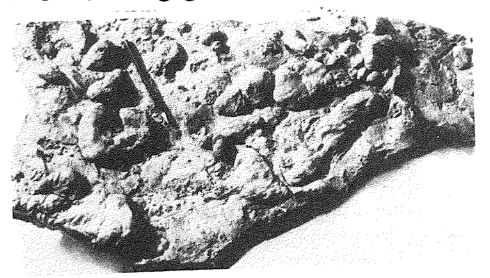
٤ - قوة تمزق الراسب المترسب حديثًا والصادرة منه نتيجة حركة تدفق تسير فوقه.

وفي معظم الأحيان يحدث التشوه في الراسب نتيجة عاملين أو أكثر من هذه العوامل الميكانيكية تحدث سويًا (Artyushkov, 1960a, 1960b; Anketell *et al.*, 1970).

والآن سوف نستعرض وصف بِنْيات التشوه الرسوبية بالتفصيل.

١ - بِنْيات طوابع الثقل Load casts

تتشكل بِنْيات طوابع الثقل (أو الحِمْل)، من انغماس راسب ثقيل (مثل الرمل) في راسب أخف (مثل الوحل) مُشَكلة ما يشبه الجيوب (المخالي)، وفي كثير من الأحيان يشار إليها بِبِنْيَات الحِمْلْ (Load structures) أو جيوب الحِمْل (Load pockets). وتنشأ بِنْيات الثقل أو الحِمْل نتيجة توزيع أحمال غير متساوية أو تطبق غير ثابت من طبقات وحل طرية تقع تحت طبقات رملية (أكثر كثافة وأقل مسامية) فيحدث تشكيل علامات ثديية غير منتظمة الانتفاخات ومتشوهة على سطح قاع طبقة الرمل (شكل ٧٦). ولذا



شكل (٧٦). بنية طابع الثقل على السطح السفلي لحجر رمل. (عن: Pettijohn and Potter, 1964)

تعتبر بِنْيات الثقل من بِنْيات القاع ولكنها ذات أصل نشأة مختلفة عن تلك التي وصفناها سابقًا تحت عنوان بِنْيات القاع. وهي تشبه قوالب بِنْيات الأبواق من حيث الحجم والانحدار ولكنها تختلف عنها في عدم انتظامها وليس لها تماثل في أشكالها ولا في توجيهها أيضًا (Orientation). كما أنها ليست كالطوابع (Casts) الأخرى التي تشكلت عن طريق

ملء منخفضات الحت، بل إن انغماس الرمل حدث بسبب تشوه رقائق الوحل الموجودة في الطبقة السفلية. فنتجت هذه البِنْيات من أحمال غير متساوية في طبقة الوحل السفلية والتي تكون طرية أو ذات لدونة مائية (Hydroplastic). ويرجع أصل نشأة هذه البِنْيات إلى الحركة الرأسية في إعادة وضع الرواسب، فيصحب ذلك حركة الرمل إلى أسفل واتجاه الوحل إلى أعلى كحركة بديلة (Pettijohn, 1975) . وقد تكون بِنْيات الثقل منتشرة بشكل منفصل مكونة أنابيب أحجار رمل كبيرة، يصل قطرها إلى ٥٠ مترًا وارتفاعها أكثر من ٨٠ مترًا (Schlee, 1963) . أو تأخذ شكل الكور (Pettijohn and Potter, 1964) أو شكل الدرنات الكاذبة (Kuenen, 1965) .

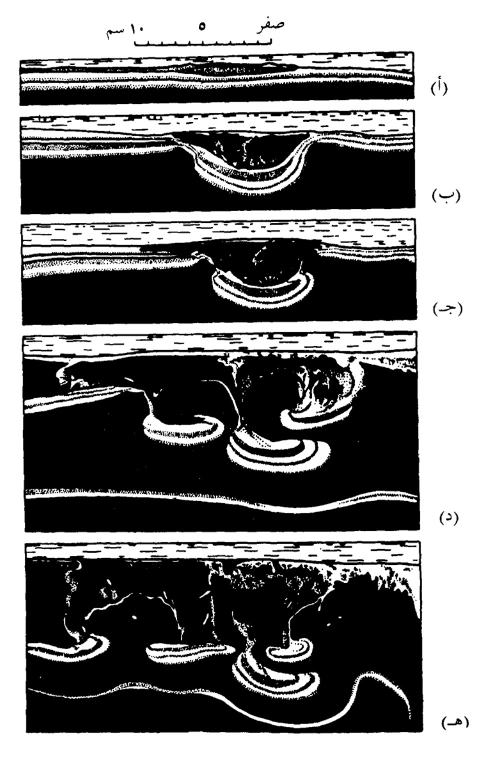
وقد تتشكل بِنْيات الثقل في أي بيئة عندما يترسب الرمل فوق وحل مشبع بالماء وله مرونة مائية. وتكثر هذه البِنْيات في رواسب العكر إلا أنها تحدث في رواسب الدلتا والأنهار. اقرأ أيضًا: Selley, (1976, 1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995) .

٢ ـ الدرنات الكاذبة Pseudonodules

تتكون الدرنات الكاذبة عندما تنفصل طبقات رقيقة (أو نحيلة) من الرمل أو الغرين على طول استطالتها لتشكل قطعًا منفردة ومشوهة من الرمل أو الغرين وبتحدب سطحي سفلي مغموس في طبقة الوحل السفلية. وقد تمكن (Kuenen, 1958b) من تكوين هذه البِنْيات من تجربة أجراها في المختبر بعد أن رسَّب طبقة من الرمل فوق طبقة من الطين المشبع بالماء. وعندما قام بهز أو رج الحوض الحاوي على الطبقتين بقوة سال الطين وامتد مما سمح لقطع من الرمل أن تنفصل من الطبقة الرملية العلوية وتنغمس داخل طبقة الطين المرنة (شكل ٧٧) مشكِّلة ما يشبه الدرنات الكاذبة في الطبيعة. وقد سميت هذه البِنْيات بالدرنات الكاذبة لتمييزها عن الدرنات العادية والمتشكلة نتيجة التغيرات المابَعْديَّة (Diagenetic) ، (Macar 1948, Macar and Antun, 1949) . اقرأ أيضًا: Selley, (1976, 1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) .

٣ ـ التطبق الملفوف أو المطوي Convolute bedding

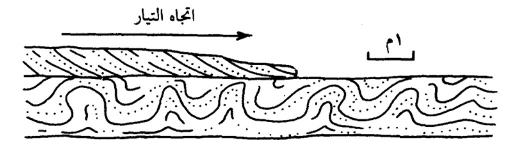
يعتبر التطبق الملفوف من البنيات الرسوبية المشوهة والتي تتشكل في أحجار الرمل



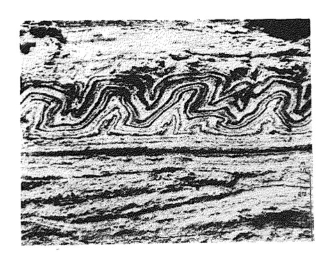
شكل (٧٧). طريقة تكوين الدرنات الكاذبة. (عن: Kuenen, 1958b)

نتيجة اندفاع الراسب في حركة بلاستيكية إلى أعلى. وغالبًا ما يصاحب التطبق الملفوف (المطوي) تشوه في رمل التطبق المتقاطع (Cross-bedding) . ويظهر التطبق الملفوف كسلسلة من الطيات البلاستيكية مكونة من طيات مقعرة واسعة ومسطحة (تأخذ شكل الحرف "U") مفصولة عن بعضها بطيَّات محدَّبة ضيقة ذات قمم حادة (أو ناتئة).

وفي معظم الأحيان تكون الطيات المحدبة مائلة أو ملفوفة أو مطوية في اتجاه أسفل التيار (شكلا ٧٨، ٧٩)، وهذا يكون واضحًا من التطبق المتقاطع المصاحب في



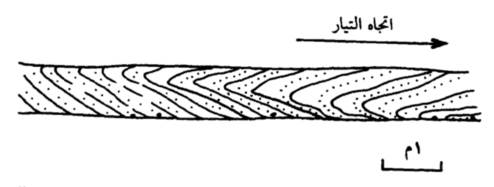
شكل (٧٨). شكل التطبق المطوي والذي تشكل نتيجة اندفاع ماء المسام خلال رمل مفكك الترابط. (عن: Selley, 1976, 1994)



شكل (٧٩). بنْية تشوه طبقي تشكلت بين طبقتين غير متأثرين بعملية التشوه. (عن: Pettijohn and Potter, 1964)

طبقة الرمل العلوية. ويشار إلى التطبق المطوي ببنية الرمل السريع وهو يشمل تشوهًا لكل مكونات طبقات الرمل التي يصل سمكها إلى متر أو أكثر (Selley, 1976) . ويتواجد التطبق المطوي في أنواع متعددة من رواسب أحجار الرمل المجرور (Traction deposited sands) ، إلا أنه من المميزات الخاصة للرمال النهرية (Selley *et al.*, 1963; Mckee *etal.*, 1967) وأطلق (Rich, 1950) مصطلح «تشوهات داخل الطبقات» (Intrastratal contortions) على التطبق الملفوف. وربما تكون هذه التسمية أنسب وصف يمكن أن توصف به هذه الظاهرة لأن التشوه في التطبق المطوي يحدث للرواسب الموجودة داخل الطبقة وليست للطبقة نفسها والتي يرافقها ترققات في داخل الطبقة.

ويحدث هذا التطبق المطوي أو التطيؤ المشوه (Convolute folding) في طبقات الرمل الناعم أو الغرين الخشن. وعندما تصبح مجموعة المقدمة (الواجهة) مطوية (راقدة) في اتجاه أسفل التيار وبشكل يشبه الطيات المضطجعة (Recumbent folds) فإنها تسمى بهذا الإسم. وعامة يكون محور مستوى الطيات مائلاً في اتجاه أسفل التيار لأي مجموعة واحدة (شكل ٨٠). وتشبه مجموعة الواجهة المضطجعة التطبق المطوي من حيث إنها تتواجد في الرمال المترسبة بالجر أو السحب (Traction deposited sands) إلا أن بنيات الطيات المضطجعة تتكون عامة وبشكل خاص في الرمال الخشنة لرواسب الأنهار المتشعبة (Braided alluvium) ، (Selley, 1976, 1994) .



شكل (٨٠). شكل التطبق المضطجع المشوه في حجر رمل نهري. (عن Selley, 1976, 1994)

ونال كل من بنْيات التطبق المطوي ومجموعة الواجهة المضطجعة اهتمام الباحثين للنظر في أصل نشأة كل منهما ومن بين هؤلاء الباحثين ;Potter and Pettijohn, (1977)

. Allen and Banks, (1972); Mills, (1983); Van Loon and Brodzikowski, (1987)
وقـد تبين أن هذه البنيات تكونت من مرور أو اندفاع الماء رأسيًا خلال رمل مفكك التعبئة (Loosely-packedsand) . وربما يكون هذا الماء عائدًا إلى (A hydrostatic head of water) ، (Williams, 1970) . وبشكل متبادل فربما يكون الماء مجلوب من الراسب نفسه. وفي هذه الحالة سيكون الرمل عديم الإحكام (أو الدمج) عند السطح ولكن ربما تسقط حبيباته داخل تعبئة أكثر تقاربًا (A tighter packing) . وينتج عن ذلك إنخفاض في مسامية الصخر (Selley, 1976, 1994) .

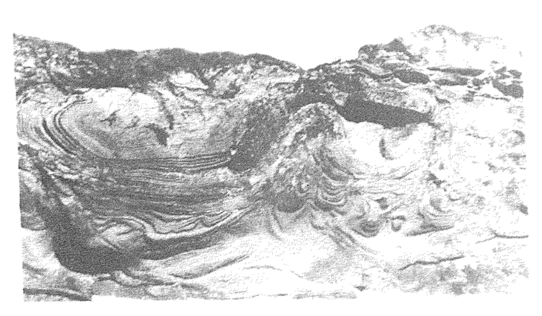
وقد يتشكل التطبق المطوي نتيجة الزلازل أو بدونها كما لاحظ ذلك كل من (Barratt 1966, Mckee *et al.*, 1967) في الرواسب الحديثة. وبشكل عام يصاحب التطبق المطوي تطبق النيم من الغرين والرمل.

ولقد أوجد العالم ألن (Allen, 1986a) العلاقة العملية بين تكرار حدوث الزلزال والتشوه المستحث والمسافة من مركز الزلزال السطحي (Epicentre) وقَدْر الزلزال (Quake magnitude) على مقياس رختر.

لمزيد من التفاصيل راجع: Selley (1976, 1994); Collinson and Thompson (1989) and Boggs (1995) .

٤ ـ الترقق المطوي Convolute lamination

يتشكل الترقق المطوي في الصخور الرملية الناعمة الحبيبات أو في صخور الغرين والتي تحتوي على رقائق أو ترقق دقيق. وتظهر طبقات الترقق المطوي بأسطح علوية وسفلية مستوية، إلا أنه أحيانًا قد تظهر بعض بنيات الثقل والأبواق على السطح السفلي. ويعكس داخل طبقة الترقق المطوي نموذجًا معقدًا من الطيات غير المنتظمة وذات القمم الحادة والأحواض العريضة الواسعة (الأشكال ٨١، ٨٢، ٨٣) والتي تتلاشى في أسفل الطبقة، (Kuenen 1953, Davies 1965, Potter and Pettijohn, 1977) . وفي حالات كثيرة تكون هذه الطيات مائلة في أجزائها العلوية في اتجاه أسفل التيار مما يشير إلى أصل نشأتها المبكرة. ويصل سمك طبقة الترقق المطوي إلى أقل من ٢٥ سنتمتر وقد تبقى ثابتة السمك لمسافة معقولة. ويشبه الترقق المطوي التطبق المطوي من حيث الشكل الهندسي، ولكن يحدث الترقق المطوي كما ذكرنا في الرواسب الدقيقة

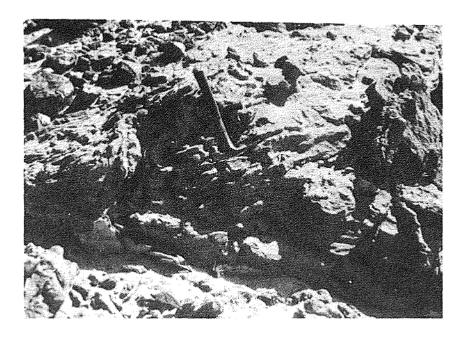


شكل (٨١). بِنْية ترقق مشوهة. (عن: Pettijohn & Potter, 1964)



شكل (٨٢). بِنْية ترقق مشوهة في طبقة حجر رمل جيري. (عن: Blatt *et al.*, 1980)

الحبيبات وبمقياس صغير جدًّا. وعندما ندقق النظر في بعض نماذج الترقق المطوي نجد أن الطيات المقعرة هي عبارة عن قمم نيم مشوهة بشكل قوي، وتوجد أسطح حت داخلي لداخل الطبقة وهذه الأسطح ذاتها مشوهة. وهذا يشير بشكل واضح إلى تتابع في نمو علامات نيم وتشوه وعملية حت محلية مصاحبة لعملية الترسيب (انظر:



شكل (٨٣). بِنْية ترقق مشوهة في طبقة حجر رمل البياض بالقرب من خشم البُوبِيِّات شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif, 1976)

(Sanders in Middleton 1965a, Dzulynski and Walton, 1965) . وفي بعض الحالات يتكـرر التتابع عدة مرات أثناء الترسيب لطبقة واحدة. وبشكل لاحق فإنه يبدو أن الطبقات الحاملة لهذه البِنْيات ترسبت من تشوه بلاستيكي حدث للطبقة أثناء ترسيب سريع للرواسب العالقة وتكوين هذه الطبقة. وتشير بنيات التيار الأخرى المصاحبة إلى أن توجيه محاور الطيات المشوهة أو المضطجعة يكون في اتجاه أسفل التيار. وهذا يقترح بأن التشوه حدث نتيجة قوة تمزق موجهة على الطبقة من التيار نفسه، وبمعنى آخر أن الترقق المطوي ربما نشأ من استخراج الماء من الراسب تحت قوة تمزق مبذولة من تدفق تيار العكر نفسه (Davies 1965, Anketell *et al.*, 1970) .

والترقق المطوي من المميزات الخاصة في رواسب رمل العكر (Turbidite sands) ويضم التشوه لكل من وحدات بوما المترققة والترقق المتقاطع (Bouma, 1962).

ويعتبر تكوين كل من الترقق المطوي والتطبق المطوي ومجموعة الواجهة (المقدمة) المضطجعة، والأنواع الثلاثة الرئيسة للبِنْيات الطبقية الداخلية والمتشوهة نتيجة لحركة اندفاع أو استخراج الماء في الاتجاه الرأسي (Hydrostatic head of water).

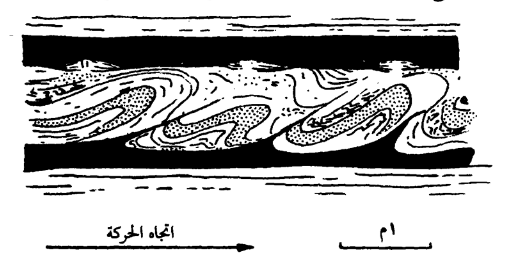
لمزيد من التفاصيل راجع :

Selley, (1976, 1990, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

٥ ـ الهوابط والانزلاقات Slump folding

يشمل الطي الهابط أكثر من طبقة واحدة وهذا يخالف البنْيات المطوية (Convolute structures) . وَوُصِفَ هذا النـوع من البنْيات بالتفصيل والايضاح في بحث (Hadding 1931). وتؤثر عملية الهبوط والانزلاق (Slumping and sliding) في عدة طبيقـات (Layers) بين الطبقات (Interbedded) والتي من المحتمل أن تكون نتيجة اندفاق كتلي لهذه المواد أو الرواسب والتي إذا استمرت طويلاً تقود من تشوه جزئي إلى كلي للتطبق وإلى تكوين رواهص أو مُدَمْلَكَات كاذبة (Pettijohn 1975) .

وتشبه بنْيات الهوابط (Slump structures) البنْيات المطوية من حيث أنهم تشكلوا من عمليات تشويه بلاستيكية مصاحبة لعملية ترسيب الرمل والوحل. إلا أن الهوابط والانزلاقات (Slumps and slides) تظهر بشكل واضح ومؤكدة أن حركة التشويه حدثت بشكل جانبي (Lateral) أو أفقي وفي اتجاه ثابت. ويصاحب طيَّات الهبوط (Slump folds) حدوث تصدع أثناء الهبوط وتشكيل مستويات انزلاق منخفضة الزوايا (شكل ٨٤). وتزاح كتل كبيرة من الرواسب بشكل جانبي على طول أسطح الانزلاق.



شكل (٨٤). بنْية الطبقات الهابطة والطيات المضطجعة. (عن: Selley, 1976, 1994)

ويحدث تشكيل بنيات الانـزلاق والهوابط مصاحبًا لترسيب الطبقات الحاملة وذلك بدليل أن وجود الطيّات والصدوع محصورة تحت رواسب طبقات غير متأثرة بعملية التشوه. كذلك أن اتجاهات هذه الصدوع والطيّات مستقلة عن اتجاه ونوعية الحركات الأرضية (Tectonics) الإقليمية مما يثبت أن بنيات الهوابط والانزلاق لم تنشأ نتيجة للحركات الأرضية. كذلك أن الطبقات المشوهة ربما تتخللها جذور نباتية غير مشوهة أو مسالك أو انفاق حيوانات (Animal burrows) . وتفتقد الصدوع المصاحبة للمعادن الغثة (Gangue minerals) أو المعادن غير الاقتصادية (شوائب معدنية).

وأشـار (Selley, 1976, 1994) بأن الهوابط والانزلاقات تتطلب لتكوينها ترسيبًا سريعًا من راسب الوحل على منحدر غير ثابت. وربما تبدأ الحركة الأفقية أو الجانبية (Lateral movement) نتيجة الزلازل والعواصف أو نتيجة كِلا الإثنين معًا. وتتواجد مثل هذه الظروف بشكل جيد في مقدمات الدلتا المطلة على أحواض الترسيب النشطة . (Actively subsiding basins)

لمزيد من تفاصيل جوانب هذا الموضوع راجع:

Gill and Kuenen, (1958); Gill, (1979); Selley, (1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

(د) المجموعة الرابعة: بِنْيات رسوبية متنوعة Miscellaneous structures

هي عبارة عن مجموعة بِنيات رسوبية لا تنسجم من حيث النشأة والنوعية مع أصناف البِنْيات الرسوبية الثلاثة التي سبق وصفها بالتفصيل. وقد سميت متنوعة (Miscellaneous) لأنها متنوعة في أصل نشأتها وأشكالها وهذه البِنْيات تشمل الآتي:

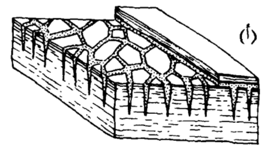
١ ـ بِنْيات الشقوق المختلفة Different cracks structures

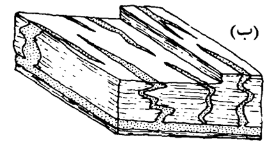
وتضم هذه البِنْيات كل من شقوق التقلص (Shrinkage cracks) وشقوق طرد الماء (Syneresis cracks) . ويساعد التمييز بين بنيات الشقوق المختلفة في معرفة البيئة الرسوبية.

(أ) شقوق التقلص Shrinkage cracks

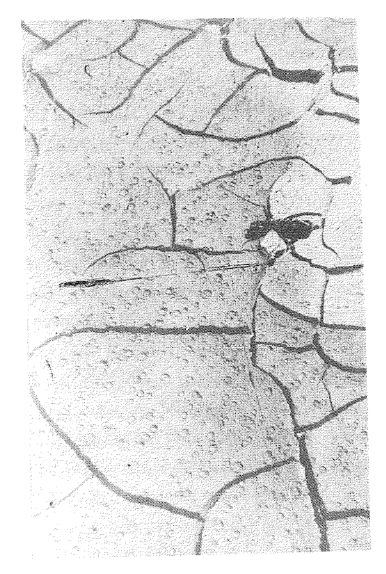
وهي عبارة عن بِنْية شقوق الوحل (Mud cracks) ، (شكل ٨٥) نشأت عند تعرض الوحل للهواء. ويطلق عليها شقوق الشمس (Sun cracks) وشقوق الجفاف

(Desiccation cracks) كتعريف تبادلي. وتظهر بِنْية شقوق الوحل على مستوى سطح الطبقة بشكل مضلع (Polygonal) ، وفي القطاع المتعامد على الطبقة فهي عبارة عن مكاسر (Fractures) تمتد إلى داخل الطبقة بشكل الرقم (٧)، (شكلا ٨٥، ٨٦). وتظهر شقوق الوحل مملوءة بالرمل أو الغرين. وعامة يتكون الصخر الأصلي من الوحل المشبع بالماء وعند تعرضه للشمس يفقد جزءًا كبيرًا من الماء بالجفاف ومن ثم ينمو نظام التشقق نتيجة عملية تقلص (Shrinkage) الطين مشكّلاً بذلك ظاهرة التضلع الهندسية. وتختلف أحجام المضلعات (Polygons) وعرض الشقوق وكذلك عمق الإنفلاق. ولكن يتراوح عامة عرض المضلعات من مليمترات قليلة إلى أقل من ٥٠ سنتمتر، ويتراوح عرض الشقوق ما بين ١ مليمتر إلى ٥ سنتمترات. وقد تتعمق الشقوق عشرات السنتمترات ولكن في معظم الأحيان تكون ما بين ١-٢ سنتمتر. وعادة تتلاشي الشقوق (Cracks taper) في الاتجاه إلى أسفل الطبقة حتى تنعدم، أي تكون عريضة عند سطح الطبقة وتضيق كلما اتجهنا إلى أسفل الطبقة. وتملأ الشقوق برواسب أخشن من الصخر المضيف. وتصل الشقوق في تعمقها طبقًا لدرجة الجفاف الذي يتعرض له الصخر. فقد يقتصر التشقق على الطبقة المعرضة للشمس فقط ولكن إذا كانت حدة الجفاف عالية يمكن أن يصل تخلل وتعمق الشقوق إلى الطبقة السفلية أو أعمق منها. وقد تظهر قطاعات الشقوق المملوءه بالرمل مشوهة. وربما تظهر نهاية فتحات الشقوق العريضة عند أعلى الطبقة منبعجة إلى أعلى وداخلة في الطبقة المترسبة فوقها. وينتج هذا التشوه بسبب التزاحم في عملية ملء هذه الشقوق وضيق فراغات التشقق المتاحة في الصخر المضيف مما يدل على عملية الملء غير المحكّمة والتي بها تحاول المواد الدخيلة أن توطن نفسها بشكل محكم عن طريق خفض أو تقليل سمك مواد الصخر الأصلية.





شكل (٨٥). الفرق بين بِنْية (أ) شقوق التقلص، و (ب) قواطع الرمل. (عن: Selley, 1976)



شكل (٨٦). بنية تقلص الوحل مع انطباعات قطرات المطر. (عن: Pettijohn and Potter, 1964)

وحيث تتشكل شقوق الوحل بالتقلص لذا فإن مثل هذه الشقوق لا تتكون في صخـور الرمل النقي. لأن الرمل النقي عندما يجف لا ينخفض حجمه. ولا تُحفظ شقوق الوحل في الطبقات القديمة ولكن الذي يُحفظ هو ما يملأ هذه الشقوق أو ما يسمى بالطابع (Cast). وليس التشقق مقصورًا على الرواسب الطينية الدقيقة (Argillaceous) فحسب، بل يحدث في الرواسب الجيرية الدقيقة الحبيبات (Micritic limestones) وربما تملأ الشقوق هنا بغرين جيري (Lime silt) أو غرين دلوميتي

(Dolomitic silt) أو رمـل. وفي معظم الأحيان تظهر الشقوق المتشكلة في الرواسب الوحلية كطوابع (Casts) متبقية في الأسطح السفلية لأحجار الرمل (والتي كانت تغطي طبقـة التشقق). كما تظهـر الشقوق المشكّلة في الوحل الجيري على السطح العلوي للصخر المتصخر الآن (Pettijohn, 1975) ، وتدل بنيات الشقوق على تعرض رواسب الطبقة الحاملة للهواء والشمس وشدة الجفاف المصاحبة.

(ب) شقوق طرد الماء Syneresis cracks

تتشكل شقوق طرد الماء في الوحل عن طريق استخراج الماء المصاحب من الطين الموجود تحت جسم من الماء (Subaqueous) ، (White, 1961) . وقد أشار (Burst, 1965) إلى أن شقوق الوحل التي تحدث تحت سطح الماء تتم عندما يفقد سطح طبقة الطين الماء وذلك نتيجة الارتفاع المفاجيء في محتوى الملح في الطبقة المائية المغطية لطبقة الوحل. وتسمى هذه الطريقة التي يطرد بها الماء (Syneresis) وتحدث فقط في الطين ذي المعادن الطينية المُتَمَدِّدة (Expanded) . ويمكن أن تُملأ هذه الشقوق بالرمل السريع من أسفل أو بالترسيب العادي من أعلى (Harms 1965, Diller 1890, Laming 1964, Vitanage 1954,Van Houten, 1965) وتميز شقـوق طرد المـاء من شقوق التقلص أو الجفاف (Shrinkage cracks) في أن الأولى تكون مملوءة بالوحل المماثل أو أخشن بقليل من وحل الصخر الأصلي (المضيف). وعامة تكون شقوق طرد الماء أصغر من شقوق التقلص. وقد يرتفع مقياس هذا النوع من بِنْيات الشقوق إلى مليمترات قليلة (انظر: Selley, 1976) . وتنشأ شقوق الوحل تحت سطح الماء (Subaqueous syneresis cracks) بينما تنشأ شقوق التقلص تحت سطح الهواء أو فوق سطح الأرض (Subaerial desiccation cracks) . وقد أشار (Selley, 1976, 1994) إلى عدم سهولة التمييز دائمًا بين شقوق الوحل المتشكلة تحت سطح الماء وشقوق التقلص المتشكلة فوق سطح الأرض، إلى أنّه من المحتمل أن مضلعات الشقوق الكبيرة والمتشكلة في البحيرات الحديثة (Modern playas) تشكلت نتيجة عملية مشتركة من استخراج أو طرد الماء بالطريقتين اللتين حدثتا فوق سطح الأرض (Subaerial) ، وتحت سطح الماء (Subaqueous) مع تعقيدات تاريخية ترتبط بتغييرات مناخية متأخرة. وقد ناقش كثير من الباحثين هذا النوع من الشقوق (Syneresis) مثل:

Van Straaten, (1954); White, (1961); Kuenen, (1965); Donovan and Foster, (1972); Plummèr and Gostin, (1986); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

٢ ـ بِنْية آثار المطر Rain prints structure

تتشكل بنية آثار المطر في طبقات الطين والغرين وربما في طبقات الرمل الناعم جدًا. وتظهر آثار المطر على سطح الطبقة بشكل حلقات صغيرة أو بيضاوية إذا كانت نتيجة أمطار هبوب الريح (Wind-blown rain). وتكون على هيئة نقاط محفورة ومتزاحمة الانتشار (شكل ٨٦)، وذات حواف مرتفعة حول كل حفرة. ويتراوح اتساع كل حفرة من نقاط المطر بين ٢ ـ ١٠ مليمتر. وآثار المطر مؤشر جيد لتعرض هذه الطبقات للهواء ومناخ ممطر. وهي تشبه شقوق الوحل في حفظ طوابعها وبقائها في قاعدة الطبقة الرملية المغطية لطبقة الوحل الحاملة لبنية آثار المطر. ويتواجد كل من آثار نقاط المطر وشقوق الوحل بشكل كبير على سطح طبقات الطين وأحجار المارل وأيضًا على أسطح طبقات أحجار الوحل الكلسي (Calcilutite)، (Fischer, 1965) وقد يصاحب هاتين البنيتين بنية الملح الكاذبة (Salt pseudomorph).

وتجدر الإشارة هنا إلى ضرورة الحذر في التمييز بين نقاط بنيات آثار المطر وانطباع حبّات الرمل أو انطباع الفقاعات الغازية في سطح طبقة وحلية، وهذه الأخيرة لا تظهر الحواف المرتفعة، وربما تكون أكثر تقعرًا. اقرأ:

Selley, (1976, 1982, 1994) and Collinson and Thompson, (1989).

٣ ـ بِنْية قواطع الرمل Sand dikes structure

وهذه البِنْية عبارة عن صفحات رأسية من الرمل تقطع الطبقات من أسفل إلى أعلى وتمتد جذورها إلى طبقة رملية تقع تحت جميع الطبقات التي تقطعها بنية قواطع الرمل (شكل ٨٥ب). **وعادة تكون الطبقات المقطوعة بالقواطع الرملية مكونة من** الوحل. وتميز هذه البنية من بِنْية شقوق الوحل بأنّ بِنْية قواطع الرمل تتلاشى أو تموت كلما اتجهنا إلى أعلى الطبقات. وتنشأ بِنْية قواطع الرمل من دخول رمل مندفع مسال (Liquified) في وحل مشبع بالماء. وتختلف أحجام بنيات قواطع الرمل وربما يرجع السبب في أصل نشأتها إلى حركة الزلازل (Barratt, 1966). وربما يلتحم رمل القواطع الرملية مع رمل طبقات رملية موجودة فوق طبقة الوحل مشكلاً شبكة مضلعة من الرمل

على قاعدة طبقة الرمـل، ويظهر ذلك عندما يُحت الوحـل ويزاح. ويندر تشكيـل مثل هذه البِنْيات إلا أنها متوافـرة في بعض الطبقات الرسوبية مثل تلك التي وصفها (Smyers and Peterson, 1971) . أيضًا راجع : Selley, (1976, 1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Goggs, (1995) .

٤ ـ بِنْية الملح الكاذبة Salt pseudomorphs structure

تتشكل بِنْية الملح الكاذبة في حالات صخرية مشابهة لتلك التي تشكلت فيها بِنْية انطباع المطر. وتظهر بِنْية الملح الكاذبة أينما تكون طبقات أحجار الطين والغرين مغطاة بطبقات أحجار الرمل الناعم جدًّا أو بأحجار الغرين. وبِنْية الملح الكاذبة عبارة عن قوالب (Moulds) تشكلت في وحل طري بواسطة بلورات الملح المعدنية (Halite) المكعبة. وغالبا تظهر هذه البلورات مقعرة الوضع (Habit) ، وبشكل يشبه القمع. وتنمو بلورات الملح في وحل مترسب تحت مياه مشبعة بالملح. ويتسبب دخول تدفق تيار ماء عكر وغير ملحي في إذابة بلورات الملح ومن ثم دفن قوالبها تحت طبقة راسب جديد (Selley, 1976) . وقد توجد بنية الملح الكاذبة مشاركة لبنيات أخرى مثل بِنْية شقوق الوحل وبنية انطباع قطرات المطر.

راجع كل من : Selley, (1982, 1990, 1994) و Plummer and Gostin, (1986) وذلك للاطلاع على مزيد من التفاصيل المتعلقة بالبِنْيات المتنوعة.

ثانيًا: البِنْيات الرسوبية الحيوية Biogenic Sedimentary Structures

تتشكـل البِنْيات الـرسوبية الحيوية المتنوعة في الصخور الرسوبية بعد ترسيبها نتيجة أنشطة الأحياء في هذه الرواسب. ويشار إليها بالبِنْيات الرسوبية العضوية لأنها تختلف عن البيئات الرسوبية غير العضوية والتي سبق شرحها. وتشمل البِنْيات الحيوية (Biogenic) كل من ثقوب جذور النباتات وآثار (Tracks) طبع أقدام الحيوانات الفقارية (Vertebrates) وجُـرَّات (Trails) الحيوانـات اللافقارية (Invertebrates) ومسالك أو أنفاق (Burrows) الديدان في الرواسب الطرية وثقوب (Borings) الديدان في الصخور الصلبـة. وتعـرف جميع هذه الظواهر بآثار الأحافير (Tracefossils أو Ichnofossils). ودراسة علم آثار الأحافير هو (Ichnology).

ويمكن التمييز بين البِنْيات الحيوية المتشكلة بالقرب من سطح الراسب التي تسمى (Exogenetic) وتلك البنيات المتشكلة تحت سطح الراسب والتي تسمى (Endogenetic) إلا أنـه في كثـير من الأحيان يصعب التمييز بين هاتين البِنْيتين لأن الأحياء في مقدورها أن تحدث مسالكها على امتداد سطح الطبقة بين أوجه طبيقات الرمـل مع الوحل. وبعد تشكيل مثل هذه المسالك فإنها تمتليء بانسياب الرمل من الطبقة العلوية، ومن ثم تشبه جُرّة ما (Trail) تشكلت على سطح طبقة طينية طرية والتي ترسبت عليها طبقة رمل فيها بعد.

وقد صنف الباحث (Seilacher, 1964a) آثار بِنْيات الأحافير (Ichnofossils أو Trace fossils) إلى خمسة أصناف طبقًا لخصائص تصرفات هذه الحيوانات، وهي كالتالي:

١) بنيات مسالك تغذية الديدان (Fodichnia: feeding burrows)

٢) بِنْيات مسالك زحف الديدان (Repichnia: crawling burrows)

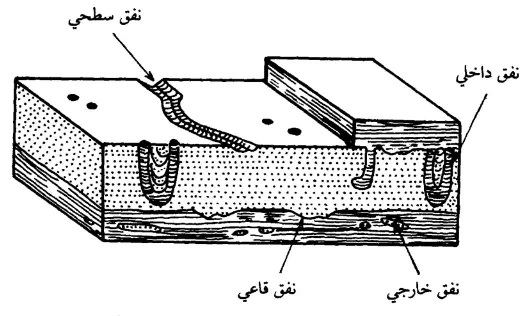
٣) بِنْيات مسالك الديدان الساكنة (Domichnia: dwelling burrows)

٤) بِنْيات جُرّة الديدان المستقرة في القاع (Cubichnia: resting trails)

٥) بِنْيات جُرّة تغذية الديدان (Pascichnia: feeding trails)

- فتتشكل بِنْيات مسالك الديدان المتغذية عن طريق الديدان الثابتة في قاع البحر والتي تتغذى على ما تحمله التيارات المحيطة بها، وتظهر بنيتها عامة بشكل شعاعي (Radial pattern).
- وتتشكل بنيات مسالك الديدان الزاحفة نتيجة حركة الديدان عندما تزحف أو تسير ببطء فوق سطح الراسب.
- وتتشكل بنيات مسالك الديدان الساكنة من بنيات سكنية أو محمية وتكون ثابتة في مكانها، وقد تتشكل هذه المسالك عن طريق الديدان المتحركة أو الديدان الشبه ممسوكة لحمايتها من الاعتداء عليها أو دفنها في القاع.
- وتتشكل بنيات جُرّة الديدان المستقرة نتيجة الديدان المتحركة والمستقرة في القاع.
- كما تتشكل جُرّة الديدان المتغذية أو التي ترعى (Grazing trails) من مجرات ملتوية لديدان تتغذى على الوحل تحت التقاء سطحي أوجه الراسب مع الماء أو بالقرب منه (Sediment-water interface).

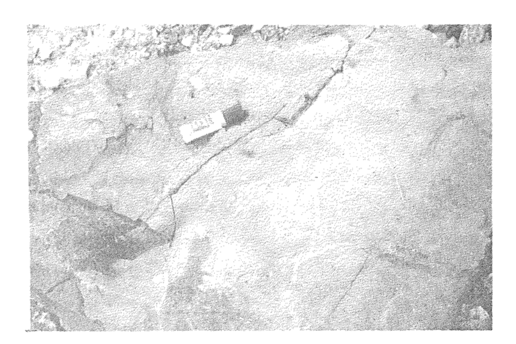
وبدون النظر في أصل نشأة الديدان الحيوية، تسمى البنيات الحيوية المتشكلة في قاعدة طبقة الرمل (نفق قاعي = Hypichnia) ويطلق المصطلح (نفق سطحي = Epichnia) على البنيات الحيوية المتشكلة في أعلى سطح الطبقة الرملية (شكل ٨٧). كما تسمى البنيات الحيوية المتشكلة في داخل الطبقة الرملية وبشكل متعمق (نفق داخلي = Endichnia) وتسمى البنيات المتشكلة في الطبقة الوحلية السفلية وبشكل متعارض معها ومملوءة برواسب رملية (نفق خارجي = Exichnia) (انظر شكل ٨٧، Martinsson, 1965). لذا نجد أن آثار الأحافير قد جمعت في مجموعات طبقًا للأنشطة التي شكّلتهم (Seilacher, 1964a) أو طبقًا لمناطق تشكُّلهم (Martisson, 1965) .



شكل (٨٧). أنواع أثر الأحافير وتسمية كل منها. (عن: Selley, 1976, 1994)

فيصف منهج مناطق التشكّل العلاقة بين الأثر والطبقات المتاخمة (شكل ٨٨). وإذا ربطنا النظامين السابقين في التسمية نجد أن جدول (١١) يلخص تسمية أثر أنواع الأحافير.

ويستفاد من أثر الأحافير في تكوين المطابقة (Correlation) الواسعة بين بيئة الترسيب (Depositional environment) ومميزات أوخصائص مجموعات الأثر الأحفوري والذي يدعى بالسحنات الأثرية (Ichnofacies).



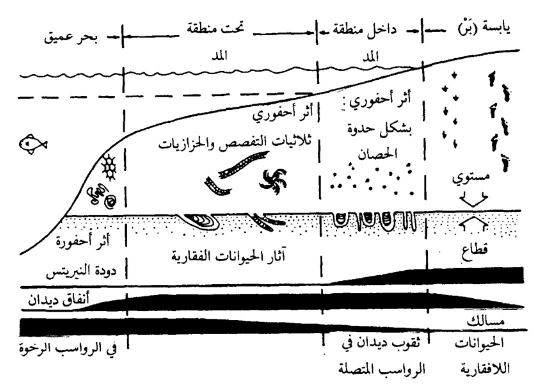
شكل (٨٨). أثر أحافير على سطح طبقة حجر جير رملي من متكون الْبُويب ـ قرية الثليما، بالقرب من جنوب مدينة الخرج. (عن: Moshrif, 1976)

جدول (١١). ملخص تسمية أثر أنواع الأحافير.

تسمية معتمِدة على النشاط الحيوي (Seilacher, 1964)	تسمية معتمِدة على المكان (Martinsson, 1965)
١ ـ بنْيات آثار مسالك تغذية الديدان ٢ ـ بنْيات آثار مسالك زحف الديدان ٣ ـ بنْيات آثار مسالك الديدان الساكنة	أنفاق داخلية وخارجية في الرواسب الطرية
٤ ـ بنْيات آثار جُرّة زحف الديدان المستقرة في القاع ٥ ـ بنْيات آثار جُرّة تغذية الديدان المحلية الحركة	أنفاق سطحية وقاعية في الرواسب الطرية.

(عن: Selley, 1976, 1994)

وقد لخص (Selley, 1976, 1990, 1994) أهم ما كتب عن السحنات الأثرية وعلاقتها بالبيئات الرسوبية كما هو موضح من (الشكل ٨٩) والذي يربط أهم أبحاث



شكل (٨٩). العلاقة بين أثر الأحافير وبيئة الترسيب.

(عن: Seilacher 1964, 1967; Rodriguez & Gutschick 1970; Heckel 1972)

كل من (Seilacher 1964a, 1967, Rodriguez and Gutschich 1970, and Heckel, 1972) في هذا المضمار.

ويشير (الشكل ٨٩) بوضوح أنه على اليابسة وبالقرب من الشاطيء تتشكل سحنات أثرية متكونة بشكل كبير من أثر أقدام الحيوانات الفقارية (Vertebrate tracks) وتشتمل هذه الآثار على طبع أقدام الطيور والحيوانات القارية وكذلك آثار أقدام الدايناصور والتي يقل الاحتفاظ بها في السجل الجيولوجي. إلا أنها وجدت بشكل عام في طبقات البحرات الجافة وقيعان الأنهار ومسطحات المد والجزر.

ونجد في اتجاه البحر سحنات أثرية مميزة ومتشكلة في مناطق المد والجزر والتي تدعى مجموعة اسكوليثوز (Seilachar 1964a, Scotiithus assemblage) وذلك لأنها تكثر فيها المسالك الرأسية العميقة (Deep vertical burrows) لأثر جنين الأسكوليثوز (Ichnogenus scolithus) . وتأخذ هذه المسالك أشكالاً متنوعة، فتكون إما على هيئة

أسطوانات عمودية بسيطة (Scolithus) أو اسطوانات عمودية ملفوفة بشكل الحرف "U" (Goldring 1964, Diplocraterion yoyo) أو شبكة ممرات معقدة مثل (Ophiomorpha). وفي هذه البيئة يكون الراسب التحت طبقي بشكل عام ومعرض لنشاط تيار الحت والذي غالبًا ما يحت ويعيد ترسيب الراسب، ولذلك فإن الحيوانات غير الهيكلية والمتنوعة في منطقة المد والجزر تشتمل على ديدان (Worms) ومحاريات (Bivalves) وسرطانيات (Crabs) وما شابه ذلك. وتميل هذه الحيوانات بأن تعيش زاحفة (Crawling) وثابتة (Dwelling) ومتطفلة (Feeding burrows) . وتخرج هذه الحيوانات عند سطح الراسب والتقائه بسطح الماء. ولكن تعود إلى داخل الراسب بتعمق لكي تشكل مسكنًا آمنًا لصغارها أثناء فترات الحت والتعرية.

وفي بيئات مناطق تحت المد والجزر ومناطق البحر القليلة العمق تتشكل سحنات أثرية للحيوانات غير الهيكلية مثل (Cruzians and zoophycus) ولكون نشاط البحر أقل هدمًا في هذه المناطق، فإن الحيوانات غير الهيكلية تزحف فوق طبقة أرضية البحر لكي تتغذى وتشكل بذلك خطوطًا قليلة العمق (To feed in shallow grooves) . كما تشكل مسـالك (Burrows) وهي أقل عمقا وتكون متعارضة أو تحت أفقية مع طبقة أرضية البحر الرملية.

وتمتاز السحنات الأثرية لحيوانات الكرسيانا (Cruziana) بالجُرَّات المزدوجة والتي يشـار إليها عامة بنشاط ثلاثيات الفصوص (الترايلوبايت ـ Trilobites). ومثال ذلك السحنة الأثرية التي وجدت في متكون ألساق بالمملكة العربية السعودية. وقد وجدت أيضا في متكونات نهرية (Selley 1970, Bromley and Asgaard, 1972) . أما أثر أحفورة حيوان زوفيكس *(Zoophycus)* فإنها تمتاز بشكلها الحلزوني المروحي وذلك في قطاعها المستوي، وعامة توجد عند التقاء سطح رملي مع سطح طين صفحي وفي رواسب بيئات بحرية قليلة العمق ومناطق تحت المد والجزر. راجع (Crimes and Harper,1970) لكثير من التفاصيل التي تخص حيوان الزوفيكس (Zoophycus). ويكثر تواجد السحنات الأثرية المسماة بـ (Nereites) في المياه البحرية الهادئة والعميقة (شكل ٨٨). وتعيش الحيوانات غير الهيكلية في هذه البيئة فوق سطح الراسب وليس بداخل الراسب التحت طبقي لأرضية البحر. فتنعدم بشكل كبير مسالك الحيوانات وتكثر

الجُـرَّات السـطحية. وتظهر هذه الآثار بشكل متعرج وتشمل جُرَّات كل من جنس النيرتس (Nereites) ، وجنس الهلمنثيودا (Helminthoida) ، وجنس الكوسمورهاف (Cosmorhaphe) أو آثار بشكل مضلع مثل جُرَّات جنس الباليودكتن (Paleodictyon).

ويجب الإشـارة هنـا إلى أن البِنْيات الرسوبية الحيوية في معظم الأحيان تشوه البِنْيات الـرسـوبية الأولية الفيزيائية (غـير العضوية) مشكلة ما يسمى بالاضطراب الحيوي (Bioturbation) ويقود هذا الاضطراب الحيوي الشديد إلى تغيير مظهر التطبق ويترك الرمل عديم البنية. وهو من مميزات الأجسام الرملية المترسبة في مناطق الجَزْر Intertidal ومناطق تحت الجزر (Subtidal). وقد تزيد المسالك العمودية لطبقات الرمل المتداخلة مع طبقات الطين الصفحي النفاذية الرأسية في هذه الطبقات وخاصة إذا كانت هذه المتكونات تشكل مخازن هيدروكربونات أو مستودعات مياه.

ويستفـاد من البِنْيات الحيوية في تقـرير نظام التتـابـع الطبقي وذلك سواء في الطبقات العمودية أو الطبقات المطوية (Shrock, 1948a). وقد تعطي آثار الأحافير أو البِنْيات الحيوية فكرة عن معدل سرعة الترسيب (Seilacher, 1962). فتقل آثار الأحافير في كل من الـراسب المعـاد ترسيبه أكثر من مرة نتيجة العمليات الفيزيائية مثل رمل الشواطىء وكذلك في الرواسب المترسبة بسرعة. ويدل اختفاء آثار الأحافير أو البِنْيات الحيوية في راسب ما على ظروف بيئية لمياه بحرية قاعية في أحواض منعزلة أو عديمة التيار والتي يكثـر فيهـا كبريتيد الهيدروجين (Hydrogen sulfide) ويقل الأكسجين. وتشبه ظروف هذه البيئة في الوقت الحاضر مياه قاع البحر الأسود. وربما يتطابق توافر مجموعة أثر الأحافير مع درجة ملوحة المياه المحيطة (Seilacher, 1963) . كما يشير وجود التـطبق أو الترقق مع كثير من هذه المسالك أو الآثار الأحفورية إلى توفر فترات غير ترسيبية تمكنت خلالهـا عملية الـدمـج أو إحكام الراسب من أن تأخذ محلها. وقد يستخـدم توجيه آثـار الأحافير أو البِنْيات الحيوية في معرفة التيارات القديمة المرسبة للرواسب الحاملة لهذه البِنْيات. فيختلف اتجاه توجيه آثار هذه الحيوانات كلٌ حسب نوعيته. فمثلاً في حالة ثلاثية الفصوص (Trilobite) يختلف توجيه آثارها طبقًا لحركة الحيوان، عما إذا كان قد تحرك إلى أعلى أو إلى أسفل أو عبر التيار. كذلك الوضع بالنسبة لآثار الحيوانات المستقرة في أماكنها، فربما يكون لها اتجاهات مفضلة أو معينة وذلك

لكيفية مواجهة هذه الحيوانات للتيار واختيارها أوضاعًا تتناسب مع نوعيتها. وكذلك يمكن الاستفادة من مجموعة آثار الأحافير أو البِنْيات الحيوية في الاسترشاد بهم على نوعية السحنات المختلفة والمصاحبة لهم (Seilacher, 1964a). لأنه من الواضح جدًّا أن أشكـال آثـار الأحـافـير تعكس تجاوب وتـلائم الحيوان للظروف السـائدة في بيئات الترسيب. كما أنه يُمكن عمل خرائط لآثار اللاحافير والتي بها نستطيع تحديد أحزمة واتساع السحنات الرئيسة (Farrow,1966) وفي معرفة اختلاف تدرج تغييرات عمق الماء في البيئة المرسبة أيضًا (Seilacher, 1967).

وتجدر الإشارة هنا إلى أن كثيرًا من الحيوانات تأكل راسب الوحل بشكل عام وذلك لتتغذى على المواد العضوية المحتواة في هذه الرواسب. وتنتج إلى جانب ذلك حيوانات مسلكية متطفلة (Feeding burrows) وهذه الحيوانات تهضم وتشكل الوحل بشكل العقد أو الكريات الجيرية (Faecal pellets) والتي تفرزها مع بقية الإفرازات (Excderetes) الأخـرى. ومثل هذه التراكمات من رواسب كرات الوحل تشكل أهمية خاصة في مناطق ترسيب الوحل الجيري (أو كربونات الوحل)، والتي ستجري مناقشتها في الفصل السابع. ولمزيد من التفاصيل في هذا الشأن راجع: Selley, (1976, 1982, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

ثالثًا: البِنْيَات الرسوبية الثانوية (الكيميائية)
Secondary (Chemical) Sedimentary Structures

تتشكـل البنيات الرسوبية الكيميائية النشأة عن طريق عملية النشأة المابعدية المتأخرة (Late diagenatic process) التي تحدث في بعض الطبقات بعد تصخر رواسبها ولا تحمـل أية أهمية بالنسبـة لتفسـيرنـا لبيئـات الترسيب، إلا إنه من المهم أن يميز الجيولوجي هذا الصنف من البنيات لذاتها ومن ثم عدم خلطها (تلبيكها) مع البنيات الرسوبية الأولية الفيزيائية النشأة. ولهذا السبب سنوجز بعد قليل وصف هذه البنيات ذات النشأة المابعدية المتأخرة.

إن بعض المكـونـات المعـدنية التي ربما توجد بتركيزات منخفضة جدًّا خلال الصخر يمكن تركيزها بسبب هجرة الأيونات والترسيب اللاحق. وربما تشكل هذه التركيزات المعدنية كل من الدرنات (Concretions) والعقيدات (Nodules) ومخروط في

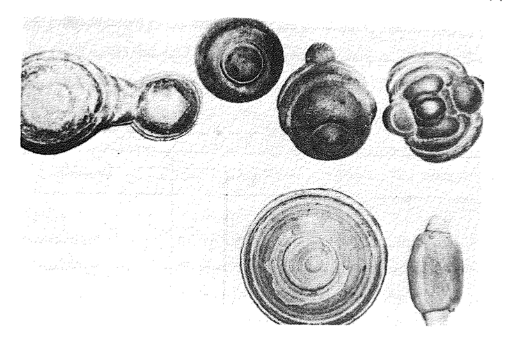
مخروط (cone-in-cone) والجيود (Geodes) والـدرن الشعـاعي (Septarial). وأخيرًا الزوائد (أو الأعمدة) الصخرية المحززة (Stylolites) التي تنشأ بسبب الضغط والمحلول المتعلق بذلك (جدول ١٢).

جدول (١٢). ملخص تصنيف البِنْيات الرسوبية الثانوية (الكيميائية).

المجموعة	أمثلة	أصل النشأة
بِنْيات ثانوية (بِنْيات متنوعة) تحدث بعد التصخر	١ ـ الدرنات ٢ ـ مخروط في مخروط ٣ ـ الجيود ٤ ـ الدرن الشعاعي ٥ ـ الزوائد الصخرية	كيميائية، أو نشأة ما بعدية متأخرة، أو محلول الضغط

١ ـ الدرنات Concretions

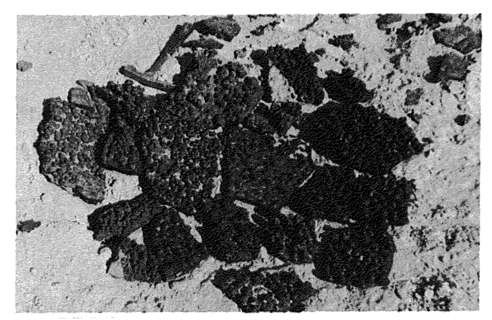
تتكـون الـدرنـات (Concretions)، (الأشكـال ٩٠، ٩١، ٩٢، ٩٣) من تجمعات (Aggregates) لمواد رسوبية غير عضوية متواجدة في رواسب أخرى تختلف عنها في التكـوين المعـدني. وتُـظهر الدرنات بعض التشكيلات والبنيات الداخلية. وقد أطلقت أسماء خاصة على الدرنات المختلفة كل حسب بنيته الداخلية مثل الجيود (Geodes) ومخروط في مخروط (Cone-in-cone) (شكل ٩٧)، والدرنة الشعاعية (Septaria) (شكل ١٠٠). ويمكن التمييز بين الدرنات والعقيدات (Nodules) حيث أن الأخيرة لا تحتوي على بنيات داخلية وغير منتظمة الشكل ومن أمثلتها عقيدات حجر الصّوان (Flint nodules) وعقيدات الظّر (Chert nodules) (الأشكال ٩٤، ٩٥، ٩٦) الموجودة في كثير من صخور الكربونات (Carbonate rocks). ولكن كلا الإثنان قد تشكل بالترسيب من محاليل مائية متأخرة (ما بعدية) في الصخر المضيف. لذا يرجع أصل نشأة الإثنين معًا إلى العمليات الكيميائية المابعدية المتأخرة (Late diagenetic origin) التي حدثت في الصخور المحتوية لهم، ومن ثم فإن بنيات الدرنات والعقيدات من البنيات الرسوبية المتشكلة بعد الترسيب (أي بعد ترسيب الصخر المضيف).



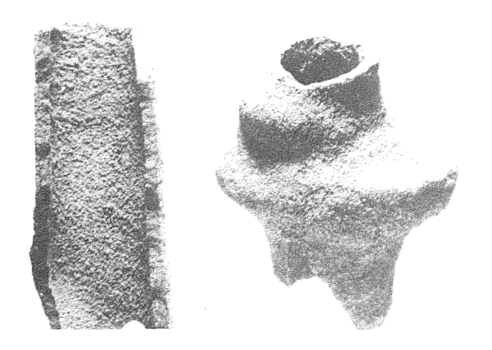
شكل (٩٠). درنات صخرية كلسية. (عن: Pettijohn, 1975)



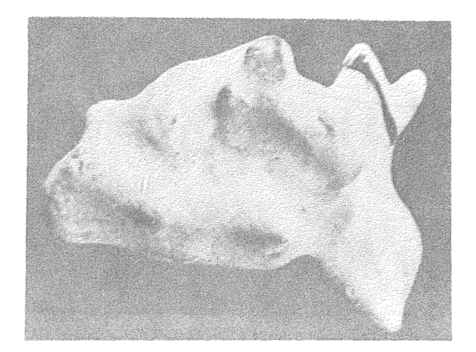
شكل (٩١). درنات صخرية سليسية في حجر رمل البياض خشم أبورخيم - شمال غرب مدينة الرياض. (عن: Moshrif and Kelling, 1984)



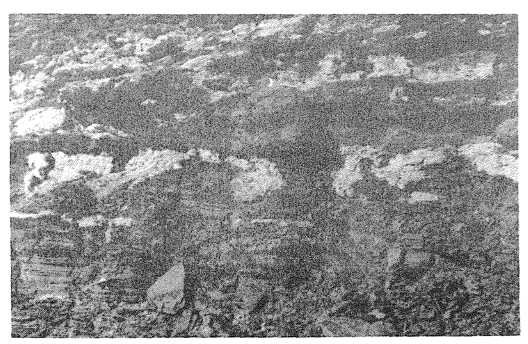
شكل (٩٢). درنـات صخـريـة سليسية حديدية في متكون الوسيع خشم الحلال ـ شرق مدينة الرياض. (تصوير: مشرف).



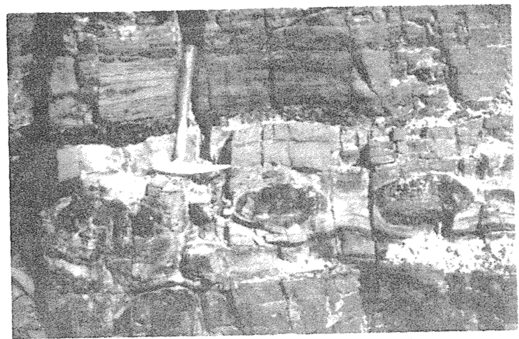
شكل (٩٣). درنات أكسيد حديد صخرية مجوفة. (عن: Pettijohn, 1975)



شكل (٩٤). ظر عُقَيْدِي. (عن: Pettijohn, 1975)



شكل (٩٥). عُقَيدة (أو عُجَيرة) أنهيدريت نمت بشكل غير موضعي في راسب مضيف من الكربونات. (عن: Collinson & Thompson, 1982)



شكل (٩٦). عُقَيْدَات شيرتية تلحق بمستويات التطبق في حجر جير.
(عن : Collinson & Thompson, 1982)

وبما أن أجسام الدرنات المتنوعة تختلف من حيث الفترة الزمنية التي تشكلت فيها فربما يكون تصنيف هذه الدرنات (المنفصلات) المابعدية (Diagnetic segregation) لا يقتصر على الفترة الزمنية التي تشكلت فيها هذه الأجسام بل يشمل شكل الأجسام وبِنْيَتِها الداخلية وتكوينها المعدني. لأنه قد تتشكل بعض أجسام هذه الدرنات أثناء الترسيب فيشار إليها بالمصطلح درنات متزامنة الترسيب (Synsedimentary concretions) مثل عقيدات المنجنيز (Manganese nodules) وعقيدات الفوسفات (Phosphate nodules) المتشكلة في الوقت الحاضر في البحار العميقة. وتتشكل بعض هذه الدرنات نتيجة العمليات الكيميائية المابعدية المبكرة (Early diagenetic) ولكن قبل إحكام أو قبل تصخر راسب الصخر المضيف فيطلق عليها درنات معاصرة (Penecontemporaneous concretions)، فتكون مصاحبة لتكوين الصخر المحتوي لها. وأخيراً قد تتشكل بعض هذه الدرنات بعد تصلب الصخر المضيف فيشار إليها بالمصطلح درنات بعد الترسيب (Epigenetic concretions).

وقد تُصَنَّفُ الدرنات بناءً على أشكالها الخارجية فتكون إما عديمة الشكل

(Amorphous) أو عُقَيْدية (Nodular) أو ذات شكل أو بنية طبقية (Stratiform) . وتبدأ معظم المنفصلات (الدرنات) المابعدية تشكلها حول المركز. وغالبًا تنمو حول جسم غريب مثل ورقة نبات أو صدفة. ويعمل هذا الجسم الغريب بمثابة نواة (Nucleus). ومن أمثلتها الجيود والدرنات الشعاعية. ولكن يتشكل النوع الآخر مثل مخروط في مخروط بالترسيب على طول مستوى التطبق لذا يكون متطاول (Tabular) الشكل.

كما يمكن التمييز بين هذه الدرنات (أو المنفصلات) المابعدية بناءً على تكوينها المعدني فمنها ما يتكون من محاليل السليكا (Siliceous) مثل الظر (Chert) ، والصَّوَّان (Flint) ، ومنها ما يتكون من الكربونات مثل الكلسيت والأراجونيت والسدريت، والبعض الآخر قد يتكون من الفوسفات أو أكاسيد الحديد أو الكبريتات (Sulphates) مثل الجبس والبارايت أو الكبريتيدات (Sulphides) مثل البيريت والماركسيت.

ويرجع أصل نشأة الدرنات إلى ثلاثة عوامل رئيسة:

١ ـ نتيجة ملء المسام الفارغة في الصخر المضيف بمحاليل راسب الدرنة أو الدرنات.

٢ ـ نتيجة الإحلال الميكانيكي والذي يرجع إلى نمو الضغط في الراسب الطري.

٣ ـ نتيجة الإحلال بالتحول المعدني الصلب (Metasomatic).

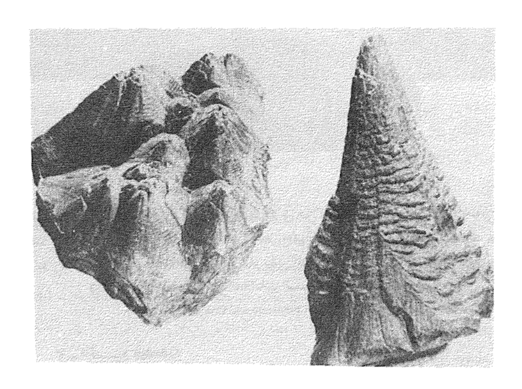
وتتواجد الدرنات في جميع متكونات الصخور الرسوبية غير المتحولة (Unmetamorphosed) من الأقدم عمرًا إلى الأحدث. وهي موجودة في كل أنواع الصخور الرسوبية فيما عدا معظم صخور المتبخرات (Evaporites) وطبقات الظر والصَّوَّان (Twenhofel, 1950) . ومما يستحق تذكُّره هو ضرورة التمييز وعدم الخلط بين أشكال الدرنات وأشكال الدرنات الكاذبة (Pseudoconcretions) مثل كرات الوحل (Mud balls) وكرات الوحل الجيري (Lime mud balls) والبنيات الطحلبية (Algal structures) أو ما يعرف بالأنكولايت (Oncolites) . ولمزيد من التفاصيل اقرأ:

Selley, (1982, 1990, 1994); Collinson and Thompson, (1989) and Boggs, (1995).

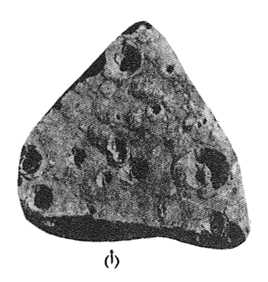
٢ ـ مخروط في مخروط Cone-in-cone

وهي عبارة عن أشكال تجمعات مخروطية (Conical aggregates) لألياف

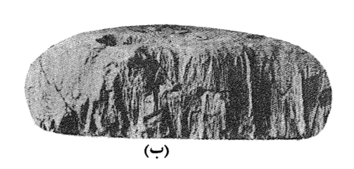
الكـربـونات المعدنية غير النقية والتي تتواجد بشكل رئيس في كثير من أحجار المرل (شكلا ٩٧، ٩٨). وفي معظم الأوقات تتكون بِنْيات مخروط في مخروط من الكلسيت ولكن أحيانًا من الأنكريت $Ca(Fe, Mg, Mn) (CO)_3)_2$ أو صخر دولوميت الحديد (Ferroan dolomite) الـذي ينمـو بالقـرب من الـطبيقـات الغنية بالكربونات (مثل الكوكينا Coquinas) ثم يتسع في الامتداد في اتجاه طبقة الطين المحيطة به. ولهذا السبب نجد أن محاور المخاريط (Axes of cones) تكون متتابعة وموجهة بشكل متعامد على مستـوى التـطبق (Woodland 1964; Franks, 1969) . وتعتـبر بِنْية مخروط في مخروط كشكل نموذجي في سمنتة أحجار المارل. وقد تتشكل بِنْيات مخروط في مخروط عادة بشكل مبكر أو قبل تكوين الزوائد الصخرية (Stylolites) وبشكل متأخر عن بقية الدرنات.



شكل (٩٧). بِنْية مخروط ـ في ـ مخروط، والعلامات السنوية على بنية المخروط.
(عن: Pettijohn, 1975)



(أ)

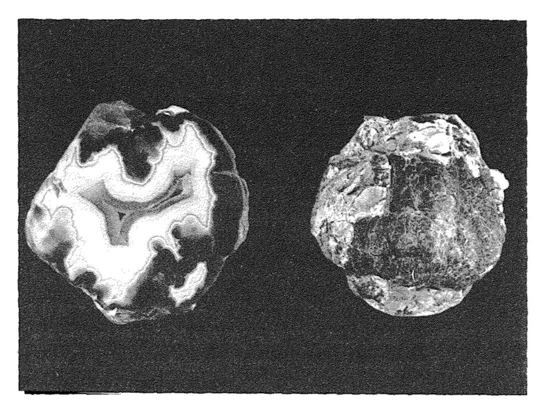


(ب)

شكل (٩٨). (أ) بنْية مخروط - في - مخروط كما يرى على السطح الخارجي لطبقة من حجر الطين كلسية تحيط بدرنة من حجر حديد - طيني في طين صفحي بالقرب من نهر القرن المناطق الشمالية الغربية، كندا. (عن: Conybeare and Crook, 1982)
(ب) منظر مقطعي يظهر العلامات السنوية بداخل بنية المخروط.
(عن: Conybeare and Crook, 1982)

٣ - الجيـــود Geodes

وهي عبارة عن بنْيات تحت كروية الشكل وذات تجويفات داخلية مركزية وتحاط بطبيقة (Layer) من معدن الكالسيدوني (Chalcedony) وتنمو من داخل الجدار بلورات مصطفة ومُوَجَّهَة إلى الداخل (شكل ٩٩). أي أن الجيود تنمو من الخارج في اتجاه المركز (Pettijohn, 1975) عن طريق عملية إحلال للدرنات المبكرة وهي بعكس عملية تشكيل



شكل (٩٩). جيود، السطح الخارجي (يمين) ومقطع مصقول للسطح الداخلي (يسار) يبين تمنطق المرو المتبلر وإقفال الفجوة المركزية بتزايد التبلر. جنوب غرب العراق وبالقرب من حدودها مع السعودية. (تصوير: مشرف)

الدرنات الأخرى التي تبدأ نموها من المركز أو حول النواة ثم تكبر وتتضخم. وتتواجد الجيود بشكل كبير في أحجار الدلوميت وأحجار طين الجير الدقيق الحبيبات (Argillaceous limestone) وتقل في أحجار الجير النقية (Hayes, 1964). وفي معظم الأحيان تظهر أجسام الجيود الكروية بأسطح مسطحة وموازية لتطبق الطبقات الحاوية لهم. وقد يكون لتنظيم انتشارها على مستوى التطبق أو على امتداد طبقة بين الطبقات فائدة طبقية أو مؤشر طبقي.

وتتميز الجيود بجدارها الرفيع المحيط من الخارج والمتكون من معدن الكالسيدوني الكثيف (Diller, 1898) وقد تكون هذه الطبيقة كاملة أو غير كاملة أو أحيانا مفقودة في بعض الجيود نتيجة الحت الخارجي. وفي معظم الحالات تكون الجيود مملوءة. ويظهر جدار الجيود من الداخل مشبع بمواد متبلرة وعامة تكون هذه المواد من

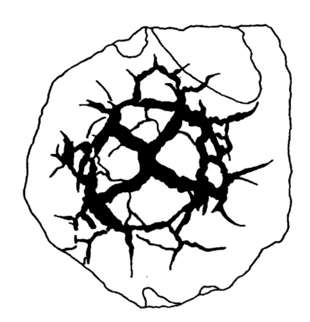
بلورات المرو (الكوارتز) والمُوَجَّهَة إلى الداخل. وفي قليل من الحالات تكون هذه البلورات من الكلسيت أو الدلوميت المعيني أو غيرها من المعادن التي يندر تواجدها (راجع : Van Tuyle,1916) .

وربما تتشكل الجيود في أي من الصخور الرسوبية من خلال ترسيب مواد من محاليل معدنية في مياه متحركة حول جدار تجويف متآكل وله شكل كروي أو أي شكل مستدير آخر. وقد أشار (Bassler, 1908) إلى الطريقة العامة التي ينشأ عنها مثل هذا التجويف المتآكل (Cavities) في بعض المتكونات وذلك بترسيب رواسب محاليل مثل كربونات الكالسيوم وثاني أكسيد السليكون حول بِنْيات وأسطح متكسرة لبعض الصدفيات. ويؤدي هذا الترسيب إلى اتساع التجويفات أو الفجوات وربما في النهاية يحدد اتساعها بمعادن متبلرة على الجدار من الداخل مشكِّلة بذلك بنْية الجيود (راجع Pettijohn, 1975) لكثير من التفاصيل حول هذا الموضوع. أيضًا اقرأ:

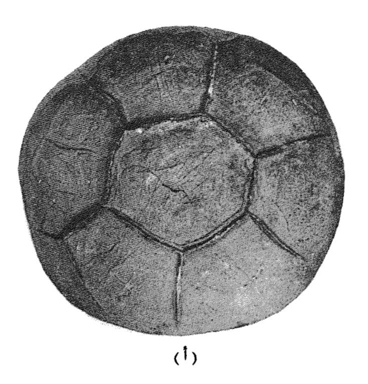
Selley, (1982, 1990, 1994) and Collinson and Thompson, (1989).

٤ ـ الدرن الشعاعي Septaria

وهي من أنواع الدرنات التجمعية والتي تمتاز بإظهار بنيات داخلية بشكل عروق أو كسور تقلصية (Shrinkage fractures) شعاعية. وتكون هذه الكسور عريضة في اتجاه المركز وتضمحل (أي يقل اتساعها) في اتجاه الحافة الخارجية (شكل ١٠٠)، وهي مملوءة بمعادن مختلفة (Taylor 1950; Schmidt, 1965) مثل الكلسيت والسفالريت والبارايت والسلنيت والماركسيت والبيريت والجالينا والكالكوبيريت وغيرها. وفي معظم الحالات تكون المعادن متبلرة وخاصة في حالة عدم امتلاء هذه العروق أو الكسور. وإذا عمل قطاع عرضي بدرنة شعاعية فإن هذه الكسور تظهر بشكل هندسي مضلع ولكن يستمر الترتيب الإشعاعي بالقرب من الحائط الخارجي (الأشكال ١٠٠، ١٠١، ١٠٢) ونادرًا ما ينفذ إلى خارج الحواف. وتتواجد الدرنات الشعاعية في طبقات الطين الصفحي. وقد تنفصل هذه الدرنات من طبقات الوحل التي هي بمثابة الأرضية المحيطة لها وربما تتأثر بعمليات التجوية والحت المصاحبة لدرجة أن نظام الكسور الداخلية يظهر من الخارج بشكل أظهر السلاحف.

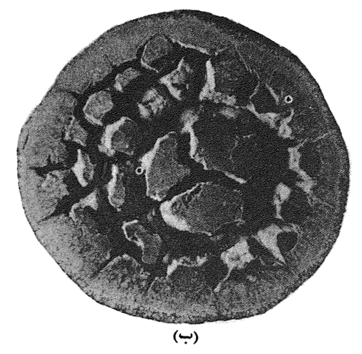


شكل (١٠٠). بِنْية الدرن الشعاعي. لاحظ اتساع الكسور في اتجاه المركز واضمحلالها في اتجاه الحافة الخارجية. (عن: Pettijohn, 1975)



(أ)

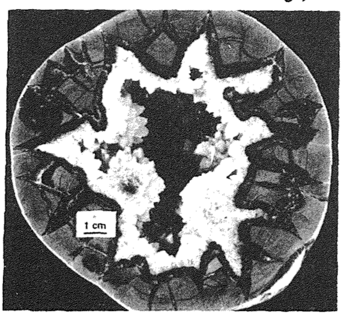
شكل (١٠١) (أ) عُقَيْدة شعاعية ذات فجوات مضلعة. (عن: Conybeare and Crook, 1982)



(ب)

شكل (١٠١) (ب) - مقطع داخلي لِعُقَيْدة شعاعية يظهر شقوق طرد الماء.

(عن : Conybear and Crook, 1982)



شكل (١٠٢). البنية الداخلية للدرن الشعاعي، حيث تشكلت بإرساب الكلسيت في الشقوق.

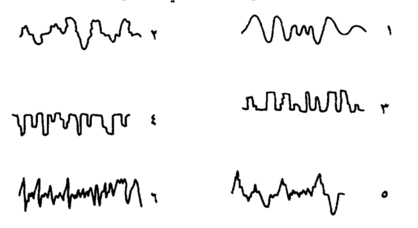
(عن : Davis, 1983)

وتتكون الدرنات الشعاعية وبخلاف الحشوة المعدنية المتواجدة في الكسور من أجسام كربونات الوحل غير النقي والدقيق الحبيبات المغموسة في الطين الصفحي. وأحيانا تكون الكربونات غنية بالمادة الحديدية وفي هذه الحالة تصبح الدرنة عبارة عن حجر طيني حديدي (Richardson 1919; Vanossi, 1964) .

ومن المحتمل أن يرجع أصل نشأة الدرنة الشعاعية إلى تكوين جسم درني صلب من الخارج ومتميء من الداخل وتشكيل نظام انكسار تقلصي مملوء جزئيًا أو كليًا بالمادة المعدنية المترسبة ومن ثم تشكيل شبكة العروق الشعاعية في الدرنة.

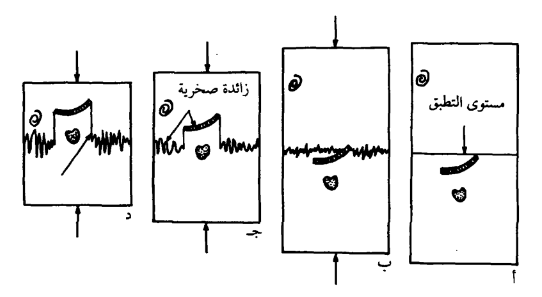
٥ ـ الزوائد الصخرية Stylolites

تظهر مقاطع العديد من الصخور الذوابة مثل أحجار الجير والدلوميت والرخام وطبقات السدريت عن نطق من البِنْيات المتعرجة (Zig zag structures) والتي تعرف بالأعمدة أو الزوائد الصخرية المحززة. كما تتشكل نفس هذه البِنْيات ولكن بشكل محدود جدًا في الصخور الأقل ذوبانًا مثل أحجار الرمل والكوارتزيت والشِرْت والصَّوان والجبس والأنهيدريت وصخر الملح. ولم يعرف حتى الآن بتشكيل مثل هذه البِنْية السطحية في الصخور الطينية (Argillaceous rocks). وعند فصل الأسطح المتجاورة تظهر الطبقات المتلامسة خشنة جدًا. ويتطابق السطح المخدد مع ما يقابله من الجانب الآخر. والعرق العمودي الزوائدي (Stylolite seam) ما هو إلا سطح زوائدي مُعَلَّم بتداخلات مقفلة التعشيق من كلال الجانبي (شكل ١٠٣). وتكثر الزوائد الصخرية



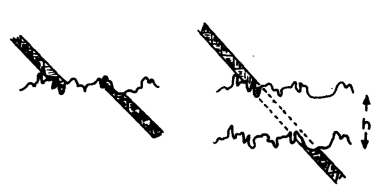
شكل (١٠٣). مقطع عرضي لعرق زوائدي في حجر جير، موضحًا ستة أنواع من المناهج الزوائدية الصخرية. (عن: Pettijohn, 1975)

وتصبح أكثر إشاعة في الصخور النقية والمتجانسة التركيب. وعادةً تشكل الزوائد الصخرية المقلمة اتصالات غير منتظمة جدًّا بين وحدات مجاورة لصخر ذَوَّاب مكونة أعمدة ومنخفضات ذات جوانب مُخَدَّدة أو مُحَزَّزة. وتبدو أن الأعمدة الزوائدية نمت موازية لاتجاه الضغط أو أنها عامة عمودية أو قريبة من عمودية مع التطبق. وربما تظهر العروق العمودية المُحَزَّزة موازية أو متفرعة مشكلة نهج الطين أو أكاسيد كل من الحديد والمنغنيز (منجنيز) على طول العروق. وتظهر شواهد التداخلات المتعرجة في اقتراب الأحافير والحصوات غير العضوية والسرئيات. . . إلخ من بعضها والموجودة عند حواف الأعمدة والتي يجب البحث عنها (شكل ١٠٤). ويمكن تتبع امتداد العرق الزوائدي



شكل (١٠٤). يوضح تطور تشكيل الزائدة الصخرية في مستوى التطبق مع تزايد اقتراب أحفورة البطنقدمية من كسرة عضدية القدم والعمود الزنبقي. حفظت كسرة أحفورة عضدية القدم غير الذوابة نسبيًّا في مقدمة حجر الجير السفلي المتقدم.
(عن: Bathurst, 1975)

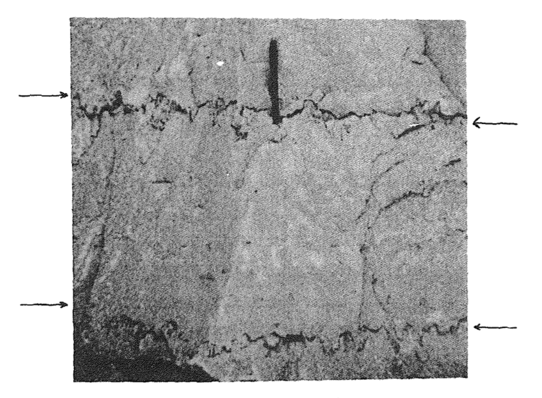
ربما لمسافات مختلفة فقد تمتد لعدة سنتيمترات أو إلى عدة أمتار. وتقطع الزوائد الصخرية العروق المعدنية الصغيرة (Veinlets) أو قد تكون هي مقطوعة بهذه العروق المعدنية الصغيرة، وفي كلتا الحالتين هناك علاقة قوية بينهما (شكل ١٠٥).



شكل (١٠٥). زحزحة ظاهرية لعرق معدني بسبب الزائدة الصخرية، حيث يمكن الاستفادة منه في تقدير سماكة الطبقة المذابة أثناء تشكيل الزوائد الصخرية.
(عن: Pettijohn, 1975)

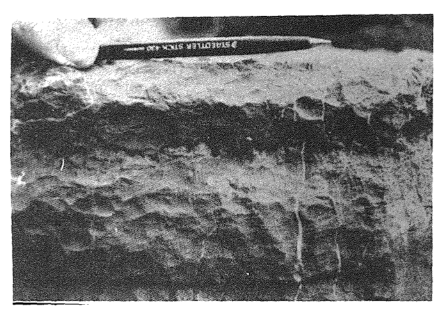
ولقد بقيت مسألة مناقشة أصل نشأة الزوائد الصخرية المحززة موضع جدل طويل بين البحاثة وذلك منذ أمد بعيد وخاصة فيما يتعلق بشأن التيقن من أنها أولية أم أنها ثانوية النشأة؟ فمن حيث طريقة تشكيلها فهي ظاهرة متعلقة بمحلول الضغط (Pressure solution) وتنشأ في صخور متصلبة. ولقد أشار العالم بلات وزملاؤه (Blatt *et al.*, 1980) إلى أنه في البيئة التحت سطحية العميقة تؤثر عملية النشأة المابعدية (Diagenetic process) في صخور الكربونات وبتشكل محلول الضغط (Pressure solution) والذي يتسبب في ذوبان والتحام (سمنتة) الحبيبات وكذلك تكوين وتشكيل الزوائد الصخرية المحزَّزة. كما أكد العالم بتي جان (Pettijohn, 1975) على أن العلاقات الحجمية الموجودة بين الزوائد الصخرية وكل من الأحافير والسرئيات والتطبق والعروق المعدنية تتطلب إزاحة كَمٍّ هائل من المادة الصخرية. وبما أن الزوائد الصخرية هي بنْيات قطعية عرضية والتي كانت متصلدة (أصداف وما شابه ذلك) ولأنها قد تكون مستعرضة للتطبق وتقطع معالم سابقة التصلد مثل العروق المعدنية ومن ثم لا يمكن أن يكون هناك شك في أن الزوائد الصخرية المحزَّزة تشكلت بمحلول ضغط نتج بعد الاندماج أو التصلد الصخري. إلاّ أنّ هناك اعتقادًا مغايرًا لهذا، وهو أنّ عملية تكوين الزوائد الصخرية حدثت قبل التحام الصخر كلية وأنّ الصخر لازال مرنًا نسبيًّا. وبالرغم من أنّ محلول الضغط وأصل التصلد المسبق يبدوان حَسَنَا الإنتشار إلاّ أنّ الميكنة التي بواسطتها المحاليل الخاضعة للضغط المباشر تجعل من الزوائد

الصخرية بعيدة من أن تكون واضحة. لكن العالم ديفز (Davis, 1983) أشار إلى أن طبيعـة التـداخـلات غير المنتظمة والتي تظهر بها جوانب بعض الطبقات الصخرية والمتمثلة في ظهور عرق نحيل داكن اللون من الطين يفصل بين الطبقتين هو من مميزات الـزوائـد الصخـرية الأنموذجية (شكل ١٠٦). فيتسبب الضغط المبذول على سطح

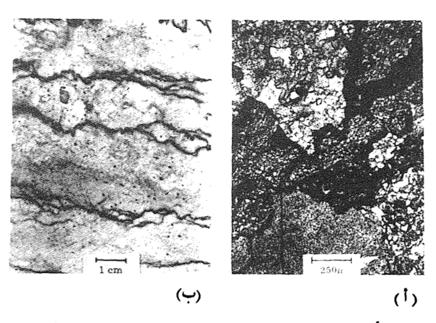


شكل (١٠٦). زوائد صخـرية في قطاع كربوناتي في المسيسبي، جنوب آنديانا، لاحظ العرق الداكن اللون والذي يفصل بين الطبقتين. (عن: Davis, 1983)

الطبقة العلوية وسطح الطبقة السفلية في نشأة محلول الضغط الذي يتكون من حل وذوبان سطحي الطبقتين عند هذا النطاق الذي يحتوي على رواسب متخلفة غير ذوابة مركزة من الطين على امتداد السطح الزوائدي (Stylolitic surface) ، (شكل ١٠٧). وتعطي التضاريس غير المنتظمة قياسًا أدنى لسماكة المادة المزاحة على هيئة محلول من كلا الـطبقتـين، ويمثل الطين المتمزق والمالىء لبعض الأسطح الزوائدية هو راسب متخلف غير ذواب آتٍ من محلول حجر الجير (شكل ١٠٨).



شكل (١٠٧) زوائـد صخـريـة في حجر جير، تشكلت الأسطح المُسَنَّنة بسبب الجهد الضغطي الرئيسي وعادة تَتَبَّع مستويات التطبق. (عن: Collinson & Thompson, 1989)



(ب) (أ)

شكل (١٠٨). (أ) زوائد صخرية مزدوجة القطع الرقائقي في حجر جير من الأسباريت الحيوي، تمثل المناطق الداكنة متخلف معدني غير ذائب.
(ب) مقطع رأسي لزوائد صخرية في حجر جير. (عن: Bathurst, 1975)

ولمزيد من المعلومات المتقدمة المستوى في هذا الموضوع (انظر:

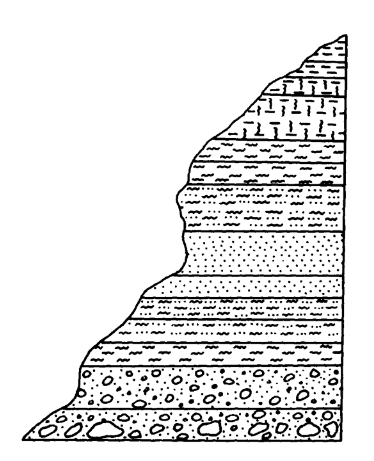
Pettijohn, (1975); Bathurst, (1975); Collinson and Thompson, (1982); Leader, (1982); Scoffin, (1987); Blatt, (1992); Selley, (1994) and Boggs, (1995).

خاتمــة

تستخدم البنْيات الرسوبية في تقرير عمليات الترسيب. وحيث إن عمليات الترسيب تحدث في عدة بيئات لذا نجد أن قليلاً من هذه البنيات ذات علاقة مباشرة ببيئة معيَّنة. ولكن تدل معظم البنيات الرسوبية على اتجاه تدفق التيار القديم (Paleocurrent flow) والمنحدر القديم (Paleoslope) والجغرافية القديمة (Paleogeography) وأيضًا امتداد الجسم الرملي (Sandbody trend) . ويمكن الاستفادة من البنيات الرسوبية في تحليل التيار القديم والتي تشكل جزءًا مهمًا في تحليل السحنة أو السحنات في المنكشفات الرسوبية وأيضًا في دراسة الرواسب التحت سطحية. وقد كُتِبَ الكثير في هذا الموضوع من حيث جمع قراءات التيار القديم وتمثيل هذه القراءات في أشكال بيانية وغيره من الأشكال المعبرة عن تحليل هذه القراءات ومن ثم تفسير القراءات وأشكالها البيانية وذلك من أجل تقرير نوعية واتجاه التيار القديم وأيضًا استنتاج ظروف الترسيب وتحديد بيئة الترسيب. وبما أن مثل هذه المعلومات لا يستوجب التعمق فيها عند هذا المستوى من الدراسة الجامعية، فنكتفي بذكر بعض المراجع المهمة والتي تناقش هذا الموضوع بالتفصيل:

Potter and Pettijohn, (1977); Selley, (1968, 1976, 1994); Schlumberger, (1970); Reiche, (1938); Raup and Miesch, (1957); Harbaugh and Marrian, (1968); Smith, (1972); Tanner, (1959); Allen, (1966); Klein, (1967); Conybeare and Crook, (1982); Blatt, (1992); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

الفصل السادس



الرواسب المجلوبة النشأة

● مقدمة ● مكونات الصخور الرسوبية ● أصناف الرواسب ● تصنيف الرواسب المنقولة ● صخور الوحل ● أحجار الرمل ● صخور الحصى ● صخور الفتات الناري

مقدمــة

من المعروف لدى علماء الرسوبيات أن الصخور الرسوبية تغطي حوالي ٨٠٪ من القشرة الأرضية. وتعتمد دراسة علم الطبقات وعلم الجيولوجيا البنائية على الصخور الرسوبية أساسًا. وتحظى الصخور الرسوبية باحتوائها على نسبة عالية جدًّا من الخامات ذات القيمة الاقتصادية مثل النفط والغاز الطبيعي والفحم والملح والكبريت والبوتاسيوم والجبس وحجر الجير والفوسفات واليورانيوم والحديد والمنجنيز هذا بالإضافة إلى المواد المستعملة في أغـراض البنـاء مثـل الـرمـال وأحجار البناء وخامات الأسمنت وطين الخـزف. . . إلـخ. وقد نوه العالم فولك (Folk, 1974) بأن من مهام عالِم الرسوبيات دراسة المكونات المعدنية وخصائص ومميزات الصخور الرسوبية ذات الأهمية القصوى في تفسير علم الطبقات ومن أعماله أيضًا تحديد أماكن وجود الصخور الرسوبية ومعرفة أنـواعهـا وتضاريسها والمناخ السائد أثناء تكوينها والنشاط الحركي (التكتوني) لمنطقة صخور المصدر. ومن واجب عالم الرسوبيات أيضًا استنتاج خصائص بيئة الترسيب ومعرفة أسباب تغير سمك الطبقات المختلفة ومضاهاة الطبقات بالاعتماد على المعادن المتوافرة فيها.

وتظهر حيوية وأهمية دراسة الصخور الرسوبية من خلال أهميتها في التنقيب عن المخزون المعدني الاقتصادي بعد أن أصبح من الصعب تحديد أماكن تواجد رواسب اقتصـادية جديدة. ولقد استمر تطور دراسة الصخور الرسوبية بشكل كبير من قبل شركـات النفط وشركـات التنقيب عن الفوسفات واليورانيوم والحديد وذلك بغرض تحديد مواقع جديدة لهذه الخامات وتفسير أصل تكوينها.

وتتكون الصخور الرسوبية بشكل رئيس من ثلاثة مكونات أساسية، والتي ربما تتواجد مختلطة بنسب مختلفة. وهذه المكونات هي كما يلي:

أولاً: مكونات الصخور الرسوبية

١ ـ مكونات رواسب أرضية Terrigenous components

وتشمل جميع الرواسب المجلوبة بعد حت جزء من الأرض يقع خارج حوض الترسيب، وتنقل إلى حوض الترسيب كمواد صلبة مثل المرو (أو الكوارتز) والفلسبار

والمعـادن الثقيلة (كـالـزركـون والتـورملين والجـارنت والميكـا والـروتيل والكـاينيت والاشتوروليت وغيرها، انظر مناقشة المعادن الثقيلة) ومعادن الطين والظر وحصى الجير المنقولة بعد حت وتعرية منكشفات الصخور الرسوبية القديمة أو السابقة التكوين.

٢ ـ مكونات كيميائية غير نقية «غير عادية» Allochemical components

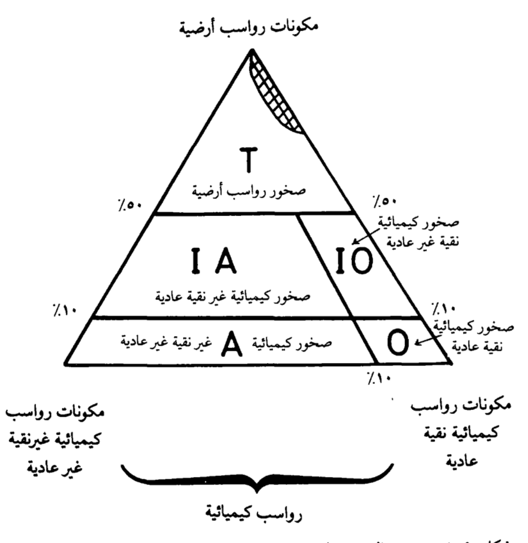
وتشمـل تلك المـواد المترسبة من محاليل داخل حوض الترسيب وهي كيميائية بصورة غير عادية حيث إنها انتقلت بشكل متأخر كمواد صلبة في داخل حوض الترسيب وهي ذات درجة عالية من الترتيب الحبيبي إذا ما قورنت بالمترسبات العادية أو البسيطة. ومن أمثلة هذا النـوع، أحجـار الجـير المحتوية على أصداف كاملة أو كسر صدفية وسرئيات وعقـد طينية جيرية وكِسَرْ جيرية معاد ترسيبها والتي تكسرت من مكونات حوض الترسيب السابقة ومن ثَمَّ أُعيد ترسيبها بشكل حصيات جيرية.

٣ ـ مكونات كيميائية نقية «عادية» Orthochemical components

وهي عبارة عن مترسبات كيميائية عادية تشكلت من خلال العمليات الكيميائية التي تحدث داخل حوض الترسيب ولا تبدي أية دلائل نقل أو تجمع كتلي معقد. ومن أمثلة هذا النوع، الكلسيت الدقيق التبلر والرزغ الدلوميتي (Dolomite ooze) وربما بعض معادن البخر وكذلك الكلسيت والمرو (اللذان يملآن فراغات أحجار الرمل) ومعادن الإحلال.

وتقسم الصخور الرسوبية حسب منهاج العالم فولك (Folk, 1974) إلى خمسة رتب رئيسة اعتمادًا على نسب تواجد هذه المكونات الثلاثة الآنف ذكرها والتي تظهر عند نهاية رؤوس المثلث في (الشكل ١٠٩)، حيث تمثل (T) صخور رواسب أرضية مثل معظم صخور الوحل وأحجار الرمل والرواهص (أو المُدَمْلَكات) وتشكل هذه نسبة بين ٦٥ ـ ٧٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي. وتقع معظم صخور الرواسب الأرضية في المنطقة المظللة في (الشكل ١٠٩).

وتمثـل (IO) صخور كيميائية نقية غير عادية مثل أحجار الجير الدقيقة التبلور والمحتوية على طين وتشكل هذه من ٢ ـ ٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.



شكل (١٠٩). تقسيم الصخور الرسوبية. (عن: Folk, 1974)

كما تمثـل (IA) صخـور كيميائية غير نقية عادية مثل الأطيان الصفحية الغنية بالأحافير وأحجار الرمل الغنية بالأحافير وأحجار الجير السرئية وتشكل هذه ما بين ١٠ ـ ١٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.

وتمثل (O) صخور كيميائية نقية عادية مثل أحجار الجير الدقيقة التبلور أو أحجار الدلوميت والأنهيدريت والظر، وتعادل هذه ما بين ٢ ـ ٨٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.

كما تمثل (A) صخور كيميائية غير نقية غير عادية مثل أحجار دلوميت أو أحجار جير محتوية على سرئيات أو أحافير أو عقد طينية جيرية أو كِسَرْ جيرية. ومن الممكن وجود اثنين معًا أو أكثر من هذه المكونات السالفة في حجر جير واحد. وتشكل هذه ما بين ٨ ـ ١٥٪ من المقطع الرسوبي الطبقي.

ولقد حاول كثير من علماء الصخور الرسوبية منذ أمد بعيد تصنيف الرواسب مستخدمين عدة عوامل منها حجم الحبيبات، والتكوين المعدني وكذلك عوامل أصل النشأة (فيزيائية أم كيميائية) وأيضًا بعضهم استخدم الظروف البيئية في التصنيف.

ثانيًا: أصناف الرواسب

استخدم الباحث هاتش وآخرين (Hatch *et al.*, 1971) عامل أصل النشأة في تصنيف الرواسب فوجد أن الرواسب تحتوي على خمسة أصناف رئيسة هي:

١) الرواسب الكيميائية (Chemical sediments). وهي التي تتكون بالترسيب المباشر في بيئة تحت مائية. وتتمثل هذه الرواسب في الجبس وصخر الملح والطوفة الجيرية (Tufa) وربما بعض أوحال الجير أو كربونات الوحل.

٢) الرواسب العضوية (Organic sediments). وهي التي تتكون من مواد عضوية ذات أصل حيواني ونباتي. ومن أمثلتها الفحم الحجري وأحجار الجير الهيكلية (غنية ببقايا الأحافير مثل الكوكينا).

٣) الرواسب الأرضية (Terrigenous sediments). وتتكون هذه الرواسب من مكونات الأرض مثل الرواهص أو المُدَمْلَكات (Conglomerates)، والبريشيا (Breccias)، الحصباء أو الزلط (Gravels)، وأحجار الرمل (أو فتات السليكا الرملية) وصخور الوحل (Mudrocks).

٤) الرواسب الفتاتية النارية (Pyroclastic sediments). وهي تتشكل من نواتج النشاط البركاني وتشمل كل من الرماد (Ashes) وأحجار رملية بركانية (طُفْ Tuffs)، وفتات الرمل البركاني (Volcaniclastic sands) والرصيص أو الأرصصة البركانية (Agglomerates).

٥) الرواسب المتخلفة أو المتبقية (Residual sediments). وهي الرواسب التي

تبقى في أماكنها ناتجة عن التجوية الكيميائية مثل صخور اللاتريت (Laterites) والبوكسيت (Bauxites).

ويظهر أن هذه الأصناف الخمسة من الرواسب يمكن إبرازها مجموعة في قسمين رئيسين هما:

١ ـ الرواسب المجلوبة النشأة Allochthonous sediments

وهي الرواسب التي نقلت إلى البيئة التي ترسبت فيها. وتشمل كل من أصناف رواسب الأرض ورواسب الفتات الناري. ويطلق عليها المصطلح (Extrabasinal rocks) وتعني صخور من خارج حوض الترسيب، وذلك لأن هذا الصنف من الصخور الرسوبية يتكون من جسيمات مساقة من خارج أحواض الترسيب التي ترسبت فيها، مثل فتات الوحل والرمل والزلط (أرضي النشأة) والفتات الناري (بركاني النشأة) والتي نقلتها عوامل النقل ورسبتها في أحواض الترسيب الموجودة فيها الآن.

٢ ـ الرواسب الحوضية النشأة Autochthonous sediments

وهي الرواسب التي تشكلت داخل البيئة التي ترسبت فيها. وتشمل كلًا من أصناف الرواسب الكيميائية والرواسب العضوية والرواسب المتخلفة أو المتبقية. ويطلق عليها المصطلح (Intrabasinal rocks) وتعني صخور من داخل حوض الترسيب، وذلك لأن جسيمات مكونات هذا الصنف من الصخور الرسوبية مشتقة من داخل جوض الترسيب التي تشكلت فيه، ومثال ذلك صخور الكربونات (أحجار جير أو دلوميت) وصخور المتبخرات والصخور الغنية بالحديد والمنجنيز أو محاليل السليكا (مثل ألظَّر Chert) وكذلك صخور الفحم (Carbonaceous rocks) . كما يشمل هذا النوع من الصخور رواسب اللاتريت والبوكسيت والمتشكلة في أماكنها، وهي عبارة عن نواتج التجوية للصخور الموجودة سابقًا في هذه المنطقة.

ويلخص (الجدول ١٣) تصنيف الصخور الرسوبية وبصورة اجتهادية ومطابقة لتلك التي استخدمها (Selley, 1976, 1994). ولكن تجدر الإشارة هنا إلى أن هذا التصنيف ليس بالتصنيف المثالي لأنه مثل أي تصنيف آخر، حيث توجد فيه بعض

الملابسات المعينة فمثلاً كثير من أحجار الجير تعتبر عضوية النشأة إلا أنها ذات نسيج فتاتي أيضًا. كذلك أن كثير من صخور البخر ذات نشأة كيميائية مابَعْدِيَّة (Diagenetic) وفي نفس الوقت بعضها ذات نشأة ترسيبية كيميائية أولية بحتة.

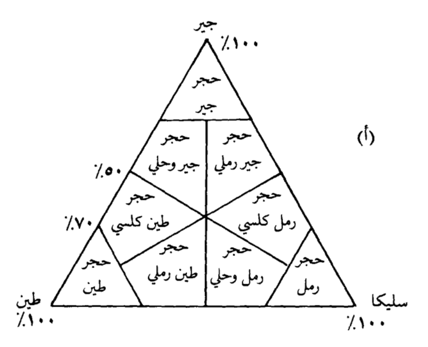
جدول (١٣). ملخص تصنيف الصخور الرسوبية.

المجموعة	الصنف
١ ـ الرواسب المجلوبة (منقولة من خارج حوض الترسيب)	* رواسب قارية (طين، فتات سليكا الرمل، مُدَمْلَكَات..) * رواسب فتات ناري (رماد، طف، فتات رمل ناري، أرصصة نارية).
٢ ـ الرواسب الحوضية (الآتية من داخل حوض الترسيب)	* رواسب كيميائية (متبخرات: جبس، صخرالملح، انهيدريت) * رواسب عضوية (فحم حجري، أحجار الجير..) * رواسب متخلفة أو متبقية (صخور اللاتريت والبوكسيت..)

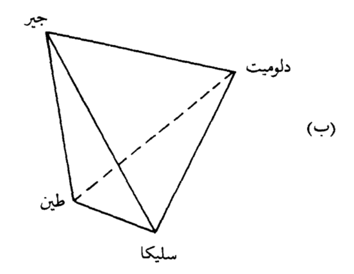
(عن: Selley, 1976, 1994)

وأوضح (Selley, 1976) أنه بالإمكان استخدام المثلث المتساوي الأضلاع في تصنيف الصخور الرسوبية وبالصورة الموضحة في (شكل ١١٠ أ). فالرواسب المحتوية على ثلاثة مكونات رئيسة يمكن تصنيفها في شكل مثلث الذي فيه كل زاوية تمثل ١٠٠٪ لكل واحد من المكونات الثلاثة (شكل ١١٠ أ). وإذا كان الراسب يحتوي على أربعة مكونات رئيسة فبالإمكان تطبيق الأبعاد الثلاثة (Three dimensions) على رؤوس الشكل البياني رباعي الأوجه (Tetrahedron) كما في (الشكل ١١٠ ب).

(أ)



(ب)

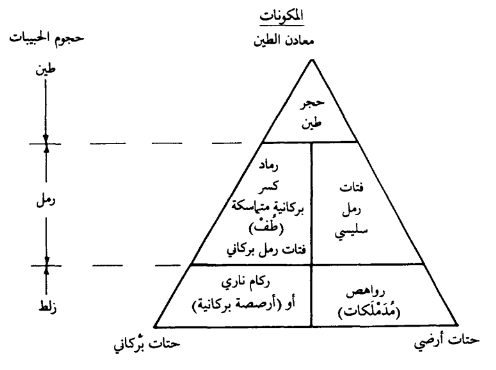


شكل (١١٠). (أ) تقسيم الصخور الرسوبية المحتوية على ثلاثة مكونات باستخدام نظام نسب رؤوس المثلث المتساوي الأضلاع. (عن: Selley, 1976, 1994).

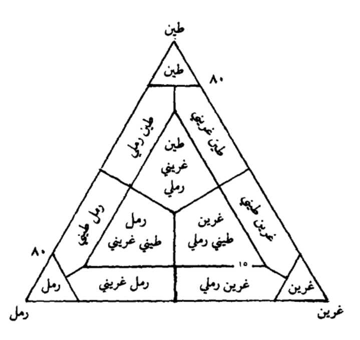
(ب) تقسيم الصخور الرسوبية المحتوية على أربعة مكونات باستخدام نظام نسب رؤوس شكل رباعي الأوجه. (عن: Selley, 1976, 1994)

تصنيف الرواسب المنقولة

كما هو معروف الآن أن الرواسب المنقولة تشتمل على كل من الرواسب القارية والرواسب الفتاتية النارية. ويمكن الآن تصنيف الرواسب المنقولة مستخدمين منهاج المثلث المتساوي الأضلاع (شكل ١١١). ونعتمد هنا على إحداثيات كل من حجم الحبيبات (Grains size)، والتكوين المعدني (Composition) في هذا التصنيف. وحيث إن وصف الراسب يؤكد بشكل كبير حجم الحبيبات والنسيج الحبيبي عوضًا عن التكوين المعدني، لذا نجد أن منهاج المثلث المشابه لذلك الذي وصفه (Shepard, 1954) أصبح مستخدمًا بشكل عام (شكل ١١٢). وهذا التصنيف يعتمد على حجم الحبيبات فقط ويستخدم في تصنيف الرواسب غير المتماسكة (Unconsolidated sediments). وقد أشار (Selley, 1976) إلى أن هناك اختلافًا في تسمية الرواسب الحديثة والقديمة. فنجد أن دراسات الرواسب الحديثة تختص مبدئيًا بقوى السوائب والموائع (Hydrodynamics) للنقل والترسيب. وهذه متعلقة بشكل واسع بحجم الحبيبات



شكل (١١١). تقسيم الرواسب المنقولة بناءً على حجوم الحبيبات والتركيب المعدني.
(عن: Selley, 1976, 1994)



شكل (١١٢). تقسيم الرواسب المفككة باستخدام نسب نظام رؤوس المثلث المتساوي الأضلاع واعتمادًا على حجوم الحبيبات. (عن: Shepard, 1954)

والنسيج الصخري وليس هناك اهتمام كبير بالتكوين المعدني كما رأينا من الشكل. بينما تهتم دراسة الرواسب القديمة بشكل رئيس على التكوين المعدني. وهذا واضح من كثرة أسماء الصخور والتي تشير إلى التكوين المعدني عوضًا عن النسيج الصخري، ومثال ذلك: حجر جير، آركوز، دلوميت، حجر وحل، ظر (شيرت)... إلخ.

وتجدر الإشارة هنا إلى أن الرواسب المنقولة عبارة عن صخور أرضية (Terrigenous rocks) بشكل رئيس. وهذه الصخور سيقت كرواسب من تجوية وحت كتل الأرض (Land masses). ويشتمل حت الأرض على جسيمات بأحجام مختلفة (من حجم الميكرون أو أقل إلى حجم الحصى والكبب أو أكبر من ذلك). فينقل النهر هذه الجسيمات في هيئة الوحل والرمل وحتى أكبر حجمًا من ذلك، ويوصل أحماله من الرواسب إلى مناطق مصبات الأنهار (Estuarites) والدِّلت وربما تنتقل الجسيمات من هناك إلى قيعان أحواض الترسيب حيث تستقر فيها نهائيًا. لذا نجد أن مصادر هذه الجسيمات موجودة خارج أحواض الترسيب ومن هنا جاءت تسميتها برواسب من خارج حوض الترسيب (Extrabasinal sediments).

وتتكون الرواسب المنقولة من أربعة أنواع رئيسة من الصخور وهي :

١) صخور الوحل (Mudrocks)

٢) أحجار الرمل (Sandstones)

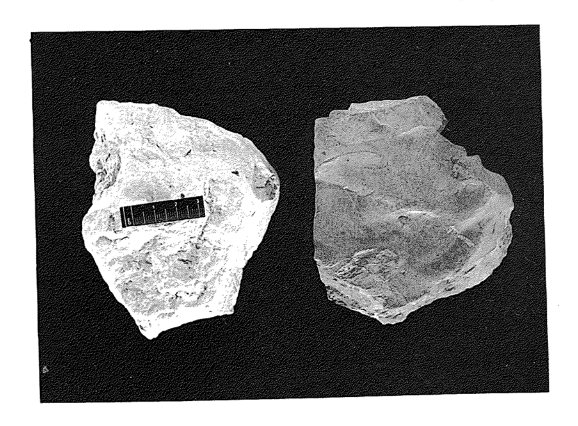
٣) صخور الحصى (Rudaceous rocks)

٤) صخور الفتات النارية (Pyroclastic rocks)

وسوف نصف فيما يلي هذه الصخور بالتفصيل.

أولاً : صخور الوحل

تتشكل صخور الوحل (Mudrocks) (شكل ١١٣)، من صخور كتلية (Blocky) مصمتة (Massive) وغير صفحية (Non-fissile) وعامة، لا تشتمل تلك الصخور على رقائق (Laminae).



شكل (١١٣). عينتان لحجر الوحل من الرصيف العربي. (عن: مشرف، تحت الطبع)

وتتكـون صخـور الوحل بشكل كبير من معادن الطين (Clay minerals) وهي حبيبات ناعمة ناتجة من تجوية صخور الأرض لذا يعتبر الوحل|ذا نشأة أرضية (Terrestrial origin) وهـو أحـد الرواسب الأرضية (Terrigenous). وتشكل رواسب الـوحـل كميات حجمية كبيرة تفوق كميات الرواسب الأرضية الخشنة. وفي الوقت الحاضر يتوزع الوحل بشكل واسع في كل أنحاء العالم. كما أنه الحمل الرئيس للأنهار العظيمة في العالم (Pettijohn, 1975).

وهناك كميات كبيرة من نواتج التجوية (الوحل) لم تنقل بعد، وباقية في أماكنها. وتعرف هذه الرواسب بمتخلفات التجوية (Weathered residuum) وهي تشبه رواسب صخور اللاتريت والبوكسيت التي تشكلت في الماضي.

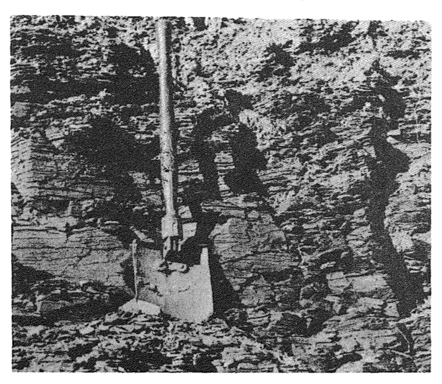
والـذي يهمنـا الآن هو الوحل المنقول والرواسب التي يشكلها. وعامة يستقر الوحل في مياه هادئة إلى حد كبير، بعيدة عن أنشطة الأمواج ويكون عرضة للتيارات الضعيفة فقط. وأكبر كميات الوحل تترسب في المحيطات وخاصة في المناطق العميقة المتاخمة للقارات وعلى عمق آلاف الأمتار والتي تشكل رواسب سهول بحرية سحيقة العمق (Abyssal plains). وهذه الرواسب ذات نشأة قارية في الأصل إلا أنها سيقت من فوق الأرض بالنقل في الأنهار وترسبت في المحيطات. وقد كتب عنها الكثير من البُحّاث مثل (Griffin 1962; Biscaye, 1965) وغيرهما. وتساعد في بعض الأحيان تيارات العكر في نقـل رواسب الوحل إلى مناطـق بحرية أعمـق، أو ما يعـرف بالنطق اللُّجِّية (Pelagic zones).

ويتجمع الوحل أيضًا في المياه البحرية القليلة العمق كما في مصبات الأنهار (Estuaries) والبرك الشاطئية المعزولة أو المحمية (Lagoons) وفي مسطحات المد والجزر (Tidal flats)، ولكن عادة ما يتجمع الوحل حيث يكون اضطراب الأمواج أو التيارات منخفضًا جدًا. ويشكل الوحل جزءًا كبيرًا ومهمًا بين رواسب الدِّلَتْ الكبيرة مثل دلتا المسيسبي.

ويترسب الوحل في بيئات قارية متنوعة مثل رواسب سهول الفيضانات للأنهار الكبيرة وكذلك رواسب البحيرات العذبة والمالحة وغيرها من الرواسب القارية الأخرى (انظر: Pettijohn, 1975).

وأشار (Selley, 1976) إلى أن مصطلح الوحل (Mud) ضعيف التعريف ومفكك الاستعمال. لأنه يعني في الرواسب الحديثة ذلك الوحل المتكون من طين (Clay) مبلل ومعه كمية معينة من الغرين (Silt) والرمل (Sand) وعندما يكون متصلبًا ويصير صخرًا يطلق عليه المصطلح (Mudstone) أي حجر الوحل. والوحل في مقياس ونتورث (Wentworthscale) الذي سبق شرحه في الفصل الثاني، يعني طينًا وغرينًا معًا. فتتكون رواسب الطين من جسيمات (Particles) أقطارها أصغر من ٠,٠٠٣٩مم. وأقطار أحجام حبيبات الغرين تتراوح بين ٠,٠٠٣٩مم و٠,٠٦٢٥مم. وعندما يتصخر الطين يسمى حجر طين (Claystone) وعندما يتصخر الغرين يسمى حجر غرين (Siltstone).

إلا أن هناك صخرًا آخر من صخور الوحل أو من الرواسب الناعمة الحبيبات وهو ما يسمى بالطين الصفحي (Shales) (شكل ١١٤)، ومثله مثل الوحل في التعريف



شكل (١١٤). طين صفحي من ولاية داكوتا الشمالية بأمريكا، من العصر الكريتاوي. لاحظ رقائق الطين الصفائحية وتفلقاتها الموازية لمستوى التطبق. (عن: Stokes and Judson, 1968)

لأنـه لا يفرق بين الغرين والطين من حيث تدرج مقياس حجم حبيبات الراسب. فالطين الصفحي يعني الطين المتصفح أو المترقق والذي يمتاز بأن تنفصل رقائقه بسهولة عن بعضها وهذه خاصية تشير إلى النسيج الصخري والذي يختص به هذا الصخر وهي ما يعرف بخاصية التورق أو التصفح (Fissility). ويعود ذلك إلى وجـود كميات ضئيلة من المايكا (Mica) مصفوفة على مستويات رقائق (Laminae) الوحل.

وكما ذكرنا سابقًا في الفصل الثاني أنه عندما يترسب الطين تكون نسبة المسامية الأولية فيه عالية (ما بين ٥٠ ـ ٨٠٪) وتكون هذه المسامية مشبعة بالماء. إلا أنه ما يلبث الطين أن يفقد جزءًا كبيرًا من مساميته عن طريق طرد الماء أو استخراجه (Dewatering = Syneresis) نتيجـة دفن هذه الرواسب والضغط المبذول على الطين من الرواسب المترسبة فوقه. وثانيًا يفقد الطين جزءًا آخر من مساميته الأولية بسبب عملية الدموج أو الإحكام (Compaction) وكذلك السمنتة التي يتعرض لها فيما بعد، ;Magara, (1980) Gautier and Claypool, (1984); Addis and Jones, (1986); Dzevanshir *et al.*, (1986); Selley, (1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

ويتكون صخر الوحل (Mudstone) بشكل رئيس من:

١ ـ معادن طينية Clay minerals

وهـذه عبـارة عـن كاوليـن (Kaolin)، وإلّليـت (Illite) ومنتموريلونيـت (Montmorillonite) وكـلوريت (Chlorite) وجـلوكـونيت (Glauconite) والتي سوف نتطرق لها بالتفصيل فيما بعد.

٢ ـ حبيبات فتاتية، أو حتاتية Detrital grains

وتتكون الحبيبات الحتاتية (الرضوخية أو الشقفية) من جسيمات ناعمة مزواة من المرو (الكوارتز) والميكا (Micas)، والمعادن الثقيلة (Heavy minerals) مثل: الزركون (Zircon)، والتـورملين (Tourmaline) والجـارنت (Garnet) والأبـاتيت (Apatite) وغيرها، (انظر: مناقشة المعادن الثقيلة فيما بعد).

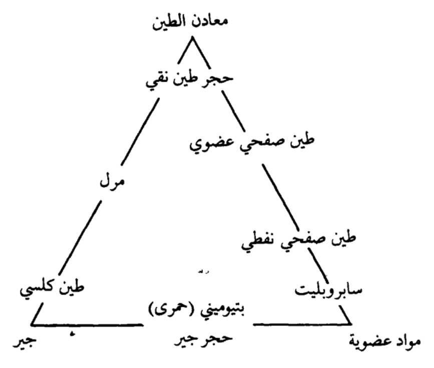
٣ ـ مواد عضوية Organic matter

وهذه عبارة عن بقايا أحياء (نباتية أو حيوانية) وهي معقدة جدًّا من الناحية الكيميائية.

٤ ـ كربونات Carbonates

وهي مادة جيرية، غالبًا ما تتكون من كربونات الكالسيوم.

ويمكن تطبيق منهاج المثلث المتساوي الأضلاع في تسمية وتصنيف صخور الوحل وذلك باستخدام الثلاثة مكونات المعدنية المشكلة له وهي المواد العضوية النقية والجير النقي (Pure lime) ومعادن الطين النقي، وترك المكون الرابع (الحبيبات الفتاتية) لقلته ولعدم تأثيره في هذه التسمية. ويظهر (الشكل ١١٥) أن صخور الطين تتكون بشكل كبير من خليط لمعادن طينية وربما تدعى أحجار الطين أو قد تكون هذه المعادن الطينية نقية وفي هذه الحالة يطلق عليها المصطلح (Orthoclaystones). وعندما ترتفع



شكل (١١٥). استخدام المثلث المتساوي الأضلاع في إيضاح تسمية مكونات صخور الوحل.
(عن: Selley, 1976, 1994)

نسبة الجير (Lime) في أحجار الطين فإنها تسمى مرل (Marl) أو صخر طيني جيري. وإذا أصبحت نسبة الجير عالية جدًا وقلت نسبة الطين فإنها في هذه الحالة يشار إليها بالمصطلح (Micrites) أو رزغة من كلسيت دقيق التبلور. وعندما يحتوي الصخر على نسبة أكثر من ٨٠٪ (Micrites) فعندئذ يدعى حجر وحل كلسي (Calcilutite).

وكما هو واضح من (الشكل ١١٥) أن صخور الوحل الغنية جدًا بالمواد العضوية (٩٠٪ فأكثر) والتي تكون فيها نسبة معادن الطين قليلة جدًا ونسبة الجير معدومة فإنها تسمى سابروبليت (Sapropelite) وتعني الصخور الوحلية العضوية النقية (Pure organic mudrocks). ويطلق على صخور الطين الصفحية والتي تكون فيها نسبة المواد العضوية مرتفعة (٧٠ - ٨٠٪) ونسبة معادن الطين (٢٠ - ٣٠٪)، ونسبة الجير معدومة فهذه تدعى الطين الصفحي النفطي (Oil shale). ويعتبر هذا النوع من الطين مصدرًا من مصادر البترول حيث تكون مسامات الصخر مليئة بالنفط الخام والذي يمكن استخلاصه إذا سخن الصخر.

وتتكون المواد الهيدروكربونية العضوية في الرواسب من أربعة أنواع: كيروجين (Kerogen)، وأسفلت (Asphalt)، ونفط خام (Crude oil) وغاز طبيعي (Natural gas). وهذه عبارة عن مركبات عضوية (أو مركبات الكربون والهيدروجين) معقدة جدًا (انظر التفاصيل في أي كتاب من كتب الكيمياء العضوية).

ويلخص (جدول ١٤) خواص ومكونات هذه المركبات العضوية.

جدول (١٤). خواص ومكونات المجاميع الرئيسة للمركبات العضوية.

المواد العضوية	الخــواص	نسبة المكونات (٪ للوزن) C	H_2	$(S^{+}N^{+}O_2, etc)$
كيروجين	صلب تحت حرارة وضغط عادي، لا يذاب بالمذيبات النفطية العادية.	٧٥	١٠	١٥
أسفلت	صلب تحت حرارة وضغط عادي، يذاب بالمذيبات النفطية العادية.	٨٣	١٠	٧
نفط خام	سائل عند حرارة وضغط عادي.	٨٥	١٣	٢
غاز طبيعي	غاز عند حرارة وضغط عادي.	٧٠	٢٠	١٠

(عن: Selley, 1976, 1994)

وإذا كانت صخور الوحل محتوية على كميات ضئيلة من المواد العضوية فإنها تسمى أحجار الطين العضوية (Organic claystones) وهذه عامة تكون ذات لون داكن. وباختصار فإنه بازدياد محتويات المواد العضوية فإن أحجار الطين تتدرج من حجر طين عضوي إلى طين صفحي نفطي ومن ثم إلى سابروبليت، راجع:
(Selley, 1976, 1982, 1994) and Raymond (1995.)

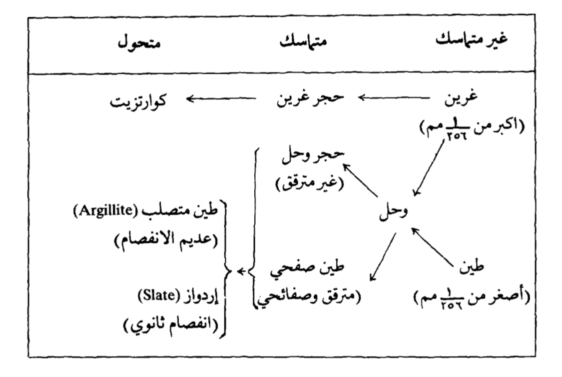
ومما يجدر ذكره هنا أن مكونات صخور الوحل من الجسيمات الناعمة قد ترسبت بمعدل ترسيب أسرع بكثير منه في حالة الطين الصفحي. لأن صخور الطين الصفحي تكون مترققة (أو متورقة) وفيها تمثل الرقائق المفردة المتوازية مراحل دورية للترسيب البطيء في بيئة منخفضة الطاقة أو النشاط (Low energy environment). ولذلك يكون صخر الطين الصفحي متورقًا (Fissile) وينفصل (Split) بسهولة على امتداد مستويات الترقق (أو التورق).

وتقع أهمية صخور الوحل الغنية بالمواد العضوية (Organic-rich mudrocks) كصخر مصدر (Source rock) ومهم لكونه يعطي سائل الهيدروكربونات وقد نوقش هذا الموضوع في كثير من الأبحاث مثل أعمال كل من: (Philippi 1957, Landes 1967, Pusey 1973) . كذلك شملت أبحاث كل من (Tissot and Welt, 1978 and Hunt, 1979) موضوع صخور مصدر النفط بشكل متعمق وأكثر تفصيلاً. راجع أيضًا (Selley, 1994).

وتشتمل الرواسب الفتاتية الناعمة الحبيبات على كل من الطين والطين الصفحي وأحجار الوحل والمارل ورواسب الرياح والتي تتمثل في الغبار. ويمكن التمييز بين جميع هذه الرواسب بناءً على النسيج الحبيبي أو التكوين المعدني. فتعرف المصطلحات طين ووحل وحجر وحل وما شبه ذلك بناءً على أنسجة الحبيبة ولكن تستعمل فقط بشكل عام للإشارة إلى الرواسب المحتوية على كميات كبيرة من المعادن الطينية. ويستخدم بعض الجيولوجيين أو الباحثين المصطلح (Argillaceous) ونعني به الطين الغني بالمعادن الطينية. وكما عرفنا سابقاً أن الطين عبارة عن رواسب ناعمة، مقياس أقطار حبيباتها أقل من $\frac{١}{٢٥٦}$ مم؛ والغرين عبارة عن رواسب دقيقة، مقياس أقطار حبيباتها يتراوح بين $\frac{١}{٢٥٦}$ و $\frac{١}{١٦}$ مم. والوحل كمصطلح عام يشمل الطين والغرين وخليط من الاثنين.

ويمكن التمييز بين الغرين والطين في الحقل بناءً على خاصية القرض بين الأسنان. فالـطين ناعم ولَـزِجْ عندما يذاق ويقرض بين الأسنان والغرين خشن وحرش عندما يقرض بين الأسنان.

ويوضح (الشكل ١١٦) التسمية المستخدمة في الرواسب الطينية (Argillaceous sediments) والعلاقة الموجودة بين جميع أنواع هذه الرواسب ومشتقاتها.



شكل (١١٦). تسمية الرواسب الطينية. (عن: Pettijohn, 1975)

وأشار (Picard, 1971) إلى أن الأوحال الحديثة تحتوي بشكل تقريبي على ٤٥٪ غرين، و٤٠٪ طين، و١٥٪ رمل. وتحتوي الأوحال المترسبة حديثًا على نسبة عالية من المسامية وتملأ هذه المسامية نسبة كبيرة من المياه. فقد قدَّر (Trask, 1931) أنه قد تصل نسبة المسامية الأولية في الوحل عند الترسيب بين ٧٠ ـ ٨٠٪ وحيث إن الطين الصفحي العادي (Average shale) يحتوي على مسامية لا تزيد على ١٣٪ (Pettijohn, 1975) لذا فإن الراسب البدائي (أو الأساسي) قد أحكم (Compacted) بشكل كبير وطرد الماء منه

ومن ثم انخفضت مساميته الأصلية. فانخفاض المسامية هنا حدث نتيجة لعملية الدموج والإحكام (Compaction) عوضًا عن ملء المسامات بالمادة اللاحمة (كما في حالة أحجار الرمل) والذي يتضح من التعديلات المتطورة في الطراز (Fabric) والذي يميل إلى أن ترتب طبيقات الطين (Clay platelets) بشكل متوازٍ مع بعضها البعض ومع التطبق (Oertal and Curtis, 1972) وأيضًا راجع (الشكل ٢٩) تحت تعريف عملية الإحكام والدموج، في الفصل الثاني.

أحجار الطين النقية ومعادن الطين

تشير أحجار الطين النقية (Orthoclaystones) إلى تلك الصخور ذات حبيبات في حجم الطين وتتكون تقريبًا كلية من مجموعة معادن الطين (Clay minerals). ومعادن الطين من المجاميع المعدنية المعقدة والواسعة النطاق والتي تتكون بشكل كبير عن طريق التفكك الكيميائي (Chemical degradation) للمعادن السابقة الوجود أثناء عملية التجوية. وتوجد خمسة مجموعات من معادن الطين وهي :

١ ـ إلّيت (Illite)

٢ ـ مونتموريلونيت (Montmorillonite) أو سمكتيت (Smectite)

٣ ـ كاولين (Kaolin)

٤ ـ كلوريت (Chlorite)

٥ ـ جلوكونيت (Glauconite).

ويختلف النوعان الأخيران (٤، ٥) عن المعادن الطينية الأخرى في نمط التشكيل (Mode of formation) ولكنها تظهر تشابهًا في كل من البنية الذرية (Atomic structure) والتكوين المعدني (Composition).

وتتكون جميع هذه المعادن الطينية من سليكات الألومنيوم المائية (Hydrous aluminosilicates). وتختلف خاصية التبلور في جميع هذه المعادن فيما عدا الكاولين والكلوريت. وحيث تظهر فهي ذات نظام أحادي (Monoclinic system) فيما عدا معدن الجلوكونيت الذي يكون دائما عديم التبلور (Amorphous). لمزيد من التفاصيل انظر (Selley, 1976, 1990, 1994).

ويوضح جدول (١٥) ملخص خواص مجاميع معادن الطين وما يتعلق بها.

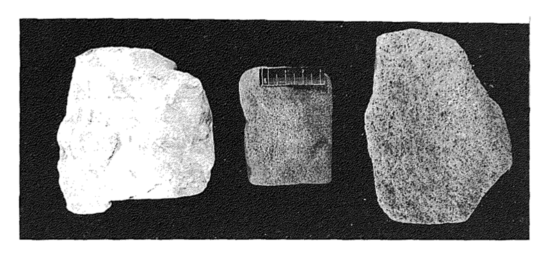
جدول (١٥). ملخص خواص مجاميع معادن الطين.

المعدن	التكوين المعدني (بالإضافة إلى سليكات الألومنيوم المائية)				بنية الشبكة (الحلقة) الذرية	المصدر	اسم الصخر
	Ca	Mg	Fe	K			
١ - مونتموريلونيت	│	│			ثلاث طبقات	بركاني	بنتونيت
٢ - كلوريت		│	│		خليط من الطبقات	معادن المغنسيوم والحديد	
٣ - جلوكونيت		│	│	│	خليط من الطبقات	عمليات مابَعْدِيَّة تحت البحر	
٤ - إلِّليت				│	ثلاث طبقات	فلسبارات	
٥ - كاولين					طبقتين	فلسبارات	طين الصين طين النار تُنِسْتِين

(عن: Selley, 1976, 1994)

ثانيًا: أحجار الرمل

يقصد بأحجار الرمل (Sandstones) تلك الرواسب الرملية (Arenaceous deposits) ذات النسيج الـرمـلي (Sandy texture)، (شكـل ١١٧)، والتي تختص بحبيبات ذات أحجام ثابتة ويمكن تعيينها على مقياس الحجوم للعالم ونتورث (Wentworth scale) بين $\frac{١}{١٦}$ و٢ مم. وأحيانًا يشار إلى أحجار الرمل بالمصطلح (Siliclastic sediments) أو ما يعنى برواسب فتـات السليكـا. ونستخـدم المصطلح كوارتزوز (Quartzose) أو رمل فتات السليكا (Siliclastic sands) لتمييزه عن كل من رمل الجير (Carbonate sands) ورمل الفتات البركاني (Volcaniclastic sands). وقد لخص (Pettijohn 1975) أنه يمكن تقسيم الرمل (Sands) من حيث أصل النشأة إلى



شكل (١١٧). عينات مختلفة من أحجار الرمل حسب ألوانها وحجوم حبيباتها، من الرصيف العربي. (عن مشرف، تحت الطبع).

ثلاثة مجاميع رئيسة وهي: الرمل الأرضي (Terrigenous sands)، ورمل جير أو الرمل الكربوناتي (Carbonate sands)، ورمل الفتات الناري (Pyroclastic sands).

وينتج الرمل الأرضي (Terrigenous sands) من تجوية وتفتيت الصخور السابقة التكوين (Pre-extisting rocks) وتقوم السوائب المتحركة (الماء والهواء) بنقل وتصنيف هذه الرواسب ومن ثم حملها من مصادر بعيدة عن حوض الترسيب.

أما رمل الكربونات (Carbonate sands) فهو بحري النشأة ويتكون من حبيبات هيكلية (Skeletal grains) وسرئيات (Oolites) وكربونات حتاتية (Detrital carbonates) مساقة محليًا أو ما يعرف بالحبيبات الكلسية المُكَسَّرة أو المفتتة (Intraclasts)، وهي جسيمات جيرية تتشكل في داخل حوض الترسيب (Intraformational particles) وتتكون جميع هذه المكونات داخل حوض الترسيب وهي ليست حطامًا (Debris) متشكلاً من تفتيت الصخور السابقة التكوين. فيما عدا بعض الرمل الغني بالجسيمات الكربوناتية أو الجيرية والتي نتجت من حت طبقات الكربونات السميكة، فهذا النوع من رمل الكربونات أرضي النشأة لأنه جاء من حت أحجار الجير (Limostones)، والدلوميت (Dolomites) السابقة التكوين، وبأحجام حبات الرمل العادي.

وينتج الرمل الفتاتي الناري (Pyroclastic sands) من الانفجارات البركانية. وربما يترسب الرمل الفتاتي الناري في بيئات متنوعة، ريحية أو مائية. وأيضًا يشير

مصطلح الفتات البركاني (Volcani clastic) إلى الرمل الغني بالحطام البركاني (Volcanic debris) . وقد يكون هذا الحطام إما حتات ناري حقيقي أو قارِّي إذا جلب من أرض بركانية قديمة (Older volcanic terraine) .

والذي يهمنا هنا هو الرمل الأرضي الحقيقي وهذا يشغل تقريبًا ٣٠٪ من الغطاء الصخري الرسوبي في العالم. ورواسب الرمل مهمة للغاية لكونها في معظم الأحيان عالية المسـامية وبشكـل طبيعي فهي تشكل خزانات مياه ومستودعات هيدروكربون رئيسة. ويظهر الرمل منتظمًا ومتجانس الطبقية (أو الاستراتيجرافية)، كما يعتبر الرمل من الـرواسب الثابتة (Stable deposits) وذلك إذا ما قورن برواسب الكربونات غير الثابتة (Unstable) وغير المنتظمة والتي تكون أكثر عرضة للتغييرات المابعدية (Diagenesis) التي تؤثر في مساميتها الأولية. لذا يكون الرمل أسهل في دراسته وأيسر في التنبؤ باتساع رقعته وسماكته وأيضًا في تشكيل خزاناته. كما يعتبر الرمل النقي مصدرًا فريدًا في صناعة الزجاج.

تسمية وتصنيف الرمل Nomenclature and classification of sandstones

قام كل من (Okada 1971, Pettijohn *et al.*, 1972 and Klein, 1963) بمراجعة ما كتب بالتفصيل عن تسمية وتصنيف الـرمـل. وتتلخص معـظم تصنيفات الرمل في استخدام منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والذي استخدم فيه مكونات الرمل الرئيسة وهي الكوارتز والطين والفلسبار أو محتوياته الصخرية.

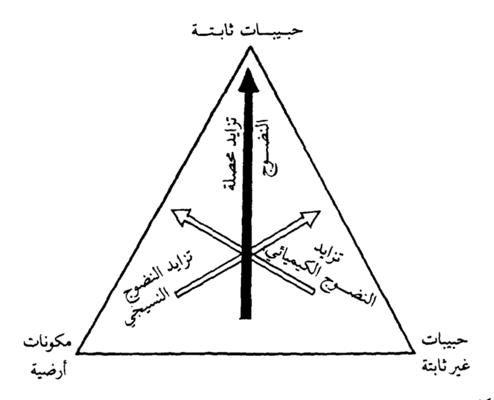
ويبدو أننا سوف نستخدم عامل النضوج (Maturity) في تسمية وتصنيف الرمل وذلـك طبقًا لإيضاح (Selley, 1976, 1990, 1994) فيكون الرمل ناضجًا (Mature) في اتجاهين؛ كيميائيًا، وفيزيائيًا. وكما هو معروف أن الرواسب تتشكل من تجوية صخور المصـدر المعقدة معدنيًّا. ومن خلال عملية التجوية والنقل وبشكل متناسب تتحلل وتقـل المعـادن غير الثابتة (الفلسبار Feldspar) وتزداد نسبة المعادن الثابتة (الكوارتز) كيميائيًّا. فيكون معامل النضوج الكيميائي (Index of chemical maturity) لصخر ما هو نسبة وجـود الكوارتز والفلسبار في هذا الصخر. وعندما يعاد ترسيب (Reworked) الرواسب من خلال دورتين ترسيبيتين أو أكثر فإن هذه الرواسب تميل إلى أن تكون

ناضجة ومحتوية على رمل كوارتز نقي (Pure quartz sands) .

ومن ناحية أخرى، يصف النضوج الفيزيائي التغيرات النسيجية (Textural changes) والتي يمر بها الراسب من فترة التجوية حتى فترة الترسيب. وتشمل هذه التغيرات كلاً من الزيادة في درجة التصنيف (Sorting) والانخفاض في محتويات راسب الأرضية (Matrix) أو الرواسب الدقيقة. لذا ربما يكون معامل النضج الفيزيائي (Index of physical maturity) هو النسبة **الموجودة** بين الحبيبات (Grains) وراسب الأرضية (Matrix) ، وفي هذه الحالة يكون الطين (Clay) هو راسب الأرضية الشائع. فيشكل محتوى الطين في صخر الرمل مقياس عامل النضج النسيجي (Textural maturation) أو الفيزيائي. ويشكل الكوارتز مقياس عامل النضج المعدني (Mineral maturation) أو الكيميائي.

ويحدث كل من النضوج الكيميائي والفيزيائي أثناء تاريخ تجمع الرمل. ومن هنا ربما يكون الرمل الناضج كيميائيًا غير ناضج فيزيائيًا وبالعكس. ويرجع هذا إلى أن التكوين المعدني الكيميائي (Chemical composition) يكون بشكل حتمي نتيجة المصدر الأصلي (مكان النشأة Provenance) بينما التكوين المعدني النسيجي (Textural composition) يكون نتيجة عمليات (Processes) لاحقة يتعرض لها الصخر من وقت التجوية وحتى فترة الترسيب.

ومن التحليل السابق يمكننا استخدام منهاج المثلث المتساوي الأضلاع، وتوزيع محتويات صخر الرمل الثلاثة الرئيسة (وهي الحبيبات الثابتة وراسب الأرضية والحبيبات غير الثابتة) على رؤوس المثلث كما هو موضح في (الشكل ١١٨). فكلما تحسن تجمع الرمل في النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) ابتعد عن رأس المثلث الحاوي على راسب الأرضية (Matrix) وكلما تحسن تجمع الرمل في النضوج المعدني (أو الكيميائي) ابتعد عن رأس المثلث الحاوي على الحبيبات غير الثابتة (أو الفلسبار). وحيث إن النوعين من النضوج يحدثان معاً وفي نفس الوقت ولكن بمعدل سرعات مختلفة، لذا فإن محصلة النضوج (Net maturity) للراسب تزداد في اتجاه رأس المثلث الحاوي على الحبيبات الثابتة (أو الكوارتز)، راجع (الشكل ١١٨). ويتم ذلك عبر أكثر من دورة رسوبية (Sedimentary cycle) . وهي نهاية مشوار أي راسب رملي.



شكل (١١٨). استخدام نظام رؤوس المثلث المتساوي الأضلاع في إيضاح كيفية الاستدلال على نضوج الرمل من خلال مكوناته. فيكون ناضج فيزيائيًا (نسيجيًا) بناءً على نسبة محتوياته من راسب الأرضية، ويكون ناضج كيميائيًا (معدنيًا) بناءً على نسبة محتوياته من المعادن غير الثابتة. (عن: Selley, 1976, 1994)

ويمكن حساب مفاهيم النضوج للرمل كما أوضحه (Selley, 1976, 1994) كالتالي:

$$\text{Physical maturity (Mp)} = \frac{G}{G + M} \times 100$$

حيث (Mp) = معامل النضوج الفيزيائي، G = حجم كميات الحبيبات، M = حجم كمية راسب الأرضية ويضرب في مئة لإعطاء النسبة المئوية.

وبالمثل يمكن حساب معامل النضوج الكيميائي (Mc) باستخدام المعادلة التالية:

$$\text{Chemical maturity (Mc)} = \frac{Gs}{Gs + Gu} \times 100$$

حيث Gs = حجم كمية الحبيبات الثابتة (Stable grains) كيميائيًا (وهي في هذه الحالة متمثلة في الكوارتز) ؛ Gu = حجم كمية الحبيبات غير الثابتة (Unstable grains) كيميائيًا (وهي في هذه الحالة متمثلة في الفلسبار) ، ومضروب في مئة لإعطاء النسبة المئوية .

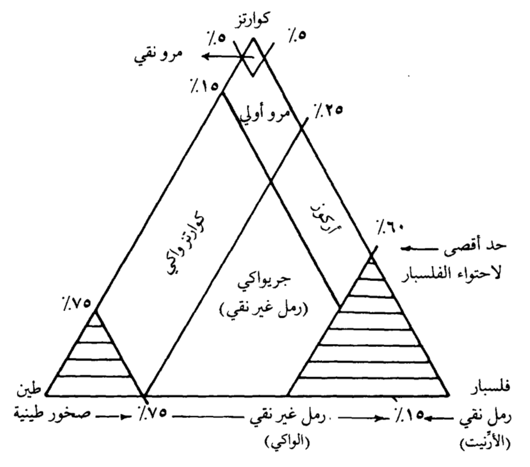
ولحساب معامل محصلة النضوج Mn يجمع معاملي النضوج (الكيميائي والفيزيائي) ويقسم على إثنين كالتالي :

$$\text{Net maturity index (Mn)} = \frac{\text{Mc} + \text{Mp}}{2}$$

ويمكن تصنيف الرمل بتطبيق منهاج المثلث المتساوي الأضلاع وبتوزيع مكونات حجر الرمل الرئيسة (الكوارتز والفلسبار والطين) على نهاية رؤوس المثلث كما في (الشكل ١١٩) . ويتبين من هذا الشكل أن الرمل بشكل عام ربما ينقسم إلى نوعين أساسيين هما أحجار رمل نقي أو الأرنيت (Arenites) وأحجار رمل غير نقي أو الواكي (Wackes). وتحتوي أحجار الأرنيت على أقل من ١٥٪ راسب أرضية (Matrix) أو طين . وبهذا تكون أحجار الأرنيت ناضجة فيزيائيًا (Physically mature) أو ما يعرف بأنها ناضجة نسيجيًا (Texturally mature) . بينما تحتوي أحجار الواكي على ما بين ١٥ ـ ٧٥٪ طين أو راسب أرضية (Matrix) وهي غير ناضجة فيزيائيًا (Physically immature) أو ما يعرف بأنها غير ناضجة نسيجيًا (Texturally immature) .

بشكل مماثل يمكن تقسيم الرمل إلى أحجار أرنيت ناضجة كيميائيًا (Chemically mature) أو ما يعرف بناضجة معدنيًا (Mineralogically mature) . وأحجار واكي ناضجة كيميائيًا أو ما يعرف بناضجة معدنيًا . ويحتوي كلا الإثنين على أقل من ٢٥٪ فلسبار. ويتمثل هذان الإثنان في أحجار الرمل المسماة بواكي الكوارتز (Quartz-wacke) ورمل أوّلي (Protoquartzite). ويشغل أعلى المثلث حجر رمل (Orthoquartzite) وهذا أنقى وأنضج أنواع أحجار الرمل، إذ إنه يحتوي على أقل من ٥٪ فلسبار وأقل من ٥٪ راسب أرضية أو طين .

أما الرمل المحتوي على أكثر من ٢٥٪ فلسبار فهو غير ناضج كيميائيًا (Chemically immature) وهذا ينقسم إلى قسمين هما أحجار الأركوز (Arkoses) ، وأحجار الجريواكي (Greywackes) والتي تدخل بشكل متتالٍ ضمن النوعين الأساسيين



شكل (١١٩). تقسيم أحجار الرمل بناءً على استخدام الطين كمؤشر للنضوج النسيجي، والفلسبار كمعامل للنضوج الكيميائي. (عن: Selley, 1976, 1994)

هما أحجار الأرِّنيت وأحجار الواكي.

ومن ثم نجد أن هذا المنهاج المتَّبع هنا في التقسيم يقسم الرمل بشكل عرفي إلى ثلاثة مجاميع رئيسة بناءً على درجة نضوج الرمل من الناحية الكيميائية والفيزيائية. وهذه المجاميع هي:

١ - أحجار الكوارتزيت (Quartzites) وتضم كلًّا من الرمل النقي والرمل الأولي (Orthoquartzites + Protoquartzites).

٢ - أحجار الأركوز (Arkoses).

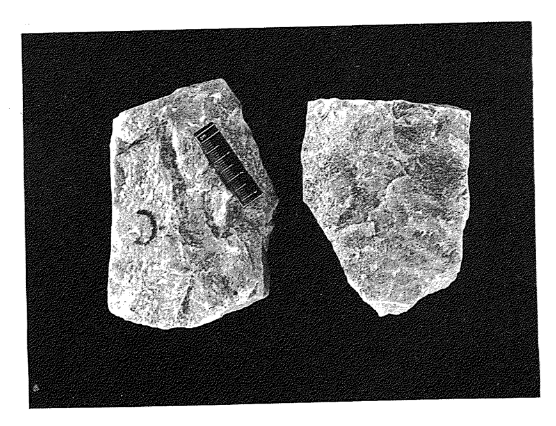
٣ - أحجار الواكي (Wackes) وتضم كلًّا من الكوارتز واكي والجريواكي (Quartzwacke + Greywacke).

ويمكن وصف هذه الأنـواع من أحجـار الـرمل متبعين منهاج طريقة وصف الصخر في الحقل والتي تشتمل على التتابع الوصفي التالي:
اسم الصخر، اللون، الصلابة، حجم الحبيبات، شكل الحبيبات، تصنيف الحبيبات (Sorting) ، المعـادن المتـوفـرة، الأحافير (إذا وجدت)، البنيات الرسوبية، المسامية وغيرها من الخصائص.

وصف أحجار الرمل

١ ـ الكوارتزيت

- يطلق مصطلح الكوارتزيت (Quartzite) ، (شكل ١٢٠)، على الرمل الغني بالمرو أو الكوارتز، وبغض النظر عن درجة التصخر، فقد يكون الكواتزيت رملاً صخريًّا متصلبًا أو رملاً مفككًا أي عديم السمنتة.



شكل (١٢٠). حجر رمل الكوارتزيت من الرصيف العربي. (عن مشرف: تحت الطبع).

- يضم الكوارتزيت في مفهومه كلًّا من رمل الكوارتز النقي (Orthoquartzite) ورمل الكوارتز الأولي (Protoquartzite) المحتوي على بعض الفلسبار والطين.
- الكوارتزيت عبارة عن رمل ناضج نسيجيًا ومعدنيًا أو فيزيائيًا وكيميائيًا على التوالي. ويشار إليه أحيانًا بأرنيت الكوارتز.
- يحتوي الكوارتزيت على أقل من ١٥٪ طين أو راسب أرضية (Matrix) وأقل من ٢٥٪ فلسبار (شكل ١١٩).
- يكون لون الكوارتزيت عامة أبيض، رماديًا باهتًا أو زهريًا باهتًا بسبب تأثره ببعض الشوائب المعدنية.
- تختلف أحجام حبيبات الكوارتزيت من صخر لآخر ولكن عامة فهو جيد التصنيف (Good sorting) وحبيباته حسنة الاستدارة (Well-rounded).
- يحتوي الكوارتزيت على قليل من حتاتات معدنية منقولة غير الكوارتز. تشمل هذه المعادن الثقيلة مثل الزركون والتورمالين والأباتيت والجارنت والميكا. كذلك يحتوي الكوارتزيت أحيانًا على حبيبات حتاتية (Detrital grains) ثابتة (Autochthonous) ومتشكلة من داخل حوض الترسيب (Intraformational) وتشتمل هذه الحبيبات على كل من حبيبات الجلوكونيت وعقد الفوسفات (Phosphate pellets) وحطامات هيكلية (Skeletal debris).
- يكون الكوارتزيت خالي المسامية والنفاذية عند وقت الترسيب وذلك بسبب حبيباته المتساوية أو المتجانسة وكذلك حبيباته المستديرة وقلة احتوائه على الطين أو راسب الأرضية (Matrix).
- عامة تكون المادة اللاحمة في الكوارتزيت إما السليكا الثانوية أو الكالسيت ولكن عندما تنعدم المادة اللاحمة يشكل الكوارتزيت أحسن خزانات الهيدروكربون ومستودعات المياه من كل أنواع أحجار الرمل.
- ومن المحتمل أن يكون معظم الكوارتزيت قد نشأ نتيجة أكثر من دورة ترسيبية (Polycyclic) أي أن أحجار الكوارتزيت تعرضت لأكثر من دورة من التجوية والحت والنقل والترسيب لكي تصبح ناضجة وبالشكل الحالي.
- يترسب الكوارتزيت في بيئات مختلفة إلا أن ترسيبه يتلاءم بشكل كبير مع ظروف

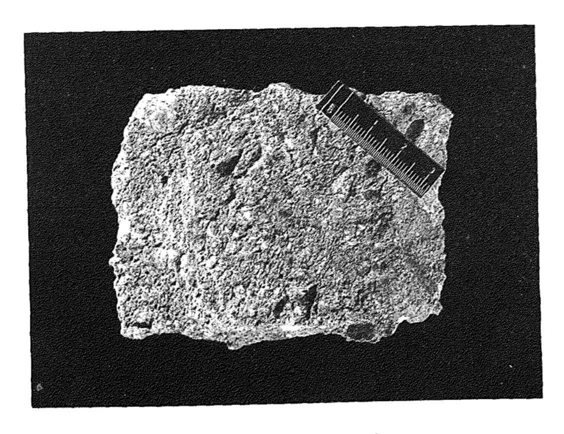
البيئـات البحـرية القليلة العمق (Marine shoal environment) والبيئات الريحية وذلك بسبب النشاط السائد في كلتا البيئتين والمتمثل في استمرارية اختيار إزاحة الرواسب الناعمة أو الدقيقة من بين بقية الرواسب ومن هنا تأتي ظاهرة انخفاض نسبة الطين في الكوارتزيت.

ولمزيد من التفاصيل عن حجر رمل الكوارتزيت راجع كل من:

Sturt, (1961); Baars, (1961); Hubert, (1964); Bennacef *et al.*, (1971); Glennie, (1972); Selley, (1976, 1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

٢ ـ الأركــوز

- يستخـدم مصطلح الأركوز (Arkose)، (شكل ١٢١)، عند الإشارة إلى الرمل المتكون من مرو (Quartz) وكمية كبيرة من الفلسبار (Feldspar).



شكل (١٢١). حجر رمل الأركوز من الرصيف العربي. (عن: مشرف).

- يتكون الأركوز من رمل ناضج فيزيائيًا أو نسيجيًا (Texturally) لاحتوائه على نسبة قليلة (أقل من ١٥٪) من راسب الأرضية (Matrix) أو الطين. وهو غير ناضج معدنيًا أو كيميائيًا لأنه يحتوي على كمية كبيرة (بين ٢٥ ـ ٦٠٪) من الفلسبار.
- إذا زادت نسبة الفلسبار عن ٦٠٪ في الأركوز كما يحدث في بعض الأحيان فهذا يعني أن مصدر (Source) الصخر غني بالفلسبار وفقير في الكوارتز، والعكس صحيح. وتزداد نسبة الكوارتز عن الفلسبار بمجرد تعرض المصدر لعملية التجوية. لأننا نعلم أن الفلسبار يتجوى أسرع من الكوارتز (راجع تفاصيل الموضوع في الفصل الثالث).
- يتشكل الأركوز من تجوية وتفكك غير كامل لصخور نارية حمضية (مثل الجرانيت) وصخور متحولة مثل النايس وذلك لاحتوائها على نسبة عالية من الكوارتز والفلسبار.
- يظهر الأركوز بلون زهري أو أحمر. ويرجع لونه الزهري إلى لون الفلسبار ولكن لونه الأحمر يعود إلى امتصاص الطين لاحمرار أكسيد الحديد ومن ثم صبغ راسب أرضية الصخر بهذا اللون.
- يحتوي الأركوز على حبيبات مختلفة الأحجام وغالبًا ما يكون رديء التصنيف (Poorly sorted).
- يتشكل الأركوز في محله (*in situ*) على صخور الجرانيت والمشكلة منطقة تجوية انتقالية والتي يطلق عليها المصطلح حت أو غسيل الجرانيت (Granite wash). ويصعب فيها تمييز الراسب من الصخر الناري ويكون ذلك صعبًا إذا اعتمد على طريقة الحفر المثقبي (الحفر بالمثاقيب) ولكنه يسهل ملاحظته بالطرق الجيوفيزيائية (Selley, 1976, 1994).
- تكون حبيبات الأركوز مزواة إلى تحت مستديرة ويحتوي على كميات عالية من الطين أو راسب الأرضية (Matrix). ولهذا السبب يندر بقاء الأركوز غير متماسك (Unconsolidated) لفترة طويلة مثل الكوارتزيت.
- تُظْهِرُ رواسب الأركوز القديمة بعضًا من التصخر ويعود ذلك إلى قوة الارتباط الطيني (Clay bonding).

- في معظم الأحيان تنعدم مسامية الأركوز بسبب انشغال المسامات بالرواسب الدقيقة (أو الطين أو راسب الأرضية Matrix) ولكن في حالات نادرة جدًّا يكون انعدام المسامية كلية بسبب المادة اللاحمة مثل السليكا والكربونات.
- يحتوي الأركوز على أنواع مختلفة من الفلسبار ويرجع ذلك إلى طبيعة مصدر الصخر، إلا أنه في معظم الأحيان يحتوي على كمية كبيرة من الميكروكلين (Microcline) والألبيت (Albite) وهما من أصناف الفلسبار الأكثر ثباتًا (More stable)، وعلى كمية قليلة من الفلسبار الأقل ثباتًا (Less stable) مثل الفلسبارات الكلسية (Calcic feldspars) كمعدن الأرنوثيت (Anorthite). كما يحتوي الأركوز على معادن الميكا وأنواع مختلفة من المعادن الثقيلة. وربما عن طريق دراسة هذه المعادن يمكن الإشارة إلى نوعية مصدر الصخر عما إذا كان ناريًا أو متحول النشأة. وبالإضافة إلى هذه المعادن الثقيلة الثابتة فإن الأركوز قد يحتوي على خامات حديدية معتمة (Opaque iron ores).
- تظهر معظم رواسب الأركوز في سحنات البيئة النهرية المجاورة لطبقات شبه جرانيتية (Granitoid basement). وتميز هذه الرواسب من رواسب الأركوز المتشكلة بداخل الأحواض المِجَنِيَّة البحرية المحاطة بالصدوع (Fault-bounded intracratonic basins)، مثل تلك الموجودة بالقرب من السواحل الحديثة الصدعية المحيطة بالبحر الأحمر. ويطلق أحيانًا على رواسب الأركوز مصطلح سحنات «الطبقة المحمرة» وذلك لأن هذه الرواسب تترسب في بيئة طمية نهرية مروحية تأكسدية (Oxidizing alluvial fan environment)، لكثير من التفاصيل أنظر (الحمدان، ١٩٧٥م)، وأيضًا Huckenholz, (1963); Selley, (1966, 1976, 1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

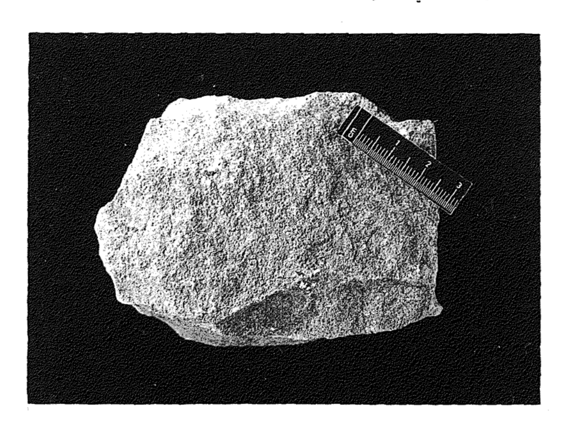
٣ ـ الواكي

- يستخدم مصطلح الواكي (Wackes) عند الإشارة إلى نوعين من أحجار الرمل هما الجريواكي (Greywacke) والكوارتز واكي (Quartze-wacke).
- كلا النوعين من الواكي عبارة عن رمل غير ناضج فيزيائيًّا (أو نسيجيًّا) لاحتواء كل منهما على أكثر من ١٥٪ راسب أرضية (أو طين). ولكن الكوارتز واكي رمل ناضج

كيميائيًا لاحتوائه على أقل من ٢٥٪ فلسبار بينما الجريواكي رمل غير ناضج كيميائيًا لاحتوائه على ما بين ٢٥ - ٦٠٪ فلسبار. ونذكر الآن خصائص كل من هذين النوعين على انفراد.

(أ). الجريواكي

- يمتاز حجر رمل الجريواكي (شكل ١٢٢)، بأنه صخر صلب لونه رمادي مخضر قاتم، ذو مكسر خشن غير منتظم (Hackly fracture).
- يحتوي الجريواكي على حبيبات ذات أحجام مختلفة من رمل خشن جدًا إلى مقاس الطين أو راسب الأرضية (Matrix)، ورديء التصنيف جدًا (Very poorly sorted) وعامة تكون حبيباته مزواة ورديئة التكور.
- تظهر حبيبات الكوارتز في الجريواكي مغلفة أو محجوبة بحتات المعادن الأخرى الأكثر شيوعًا والتي تشكل راسب الأرضية. ويظهر الفلسبار بنسبة كبيرة ولكن توجد



شكل (١٢٢). حجر رمل الجريواكي من الرصيف العربي. (عن: مشرف).

معه أيضًا حبيبات معادن المغنسيوم والحديد (Mafic grains) مثل الهورنبلند والبيروكسين. كما تكثر معادن المايكا (مسكوفيت + بيوتيت) وأيضًا معادن الطين الدقيقة التبلر والتي تشكلت نتيجة العمليات المابَعْدِيَّة (Diagenetic) مثل الكلوريت والسريسيت (من أنواع المونتموريلونيت). وتوجد أيضًا بعض الحبيبات الكبيرة المتشكلة من كسر الصخر المتحجر (Lithic rock fragments) وتعتمد هذه على نوعية المصدر فقد تكون مساقة من أصل بركاني أو من رواسب متحولة (Metasediments) مثل الكوارتزيت أو الوحل المتصلب (أردواز Slate) هذا بالإضافة إلى أنواع مختلفة من المعادن الثقيلة غير الثابتة.

- تكون جميع هذه الحبيبات الفتاتية مغموسة في راسب الأرضية (Matrix) الأكثر كمية. وعامة يتكون راسب الأرضية من معجون دقيق التبلر (Microcrystalline paste) من معادن الطين مثل الكلوريت والسيريسيت، ومن الكوارتز الناعم، ومعادن الكربونات (غالبًا سِدْريت)، والبيريت (Pyrite) وربما مادة متكربنة (Carbonaceous matter) أحيانًا. وتظهر في معظم الأحيان هذه الحبيبات الفتاتية تحت المجهر بحوافٍ أو أطراف متآكلة (Corroded) تشبه حواف الميكا. ولا يقتصر هذا التآكل على المعادن غير الثابتة بل أحيانًا حتى حبيبات الكوارتز تأخذ نفس المنهاج.
- تكثر أحجار رمل الجريواكي في سحنات الفِلِشْ (Flysch facies) أو ما يعرف برواسب العكر (Turbidites). وتحدث هذه الرواسب في أحواض قعائرية ترسيبية عملاقة (Geosynclinal troughs). ويظهر من دراسة الجريواكي تحت المجهر (Petrography) ووضعه الإقليمي أن هذا الصخر غالبًا ما يكون مجلوبًا من الجزر القوسية المرتفعة ذات النشأة البركانية وهذا واضح من وفرة معادن الخامات المافية (Mafic) غير الثابتة وازدياد نسبة الحديد والمغنسيوم في الجريواكي.

لمزيد من المعلومات عن الواكي راجع: Cummins, (1962); Hubert, (1964); Dott, (1964); Brenchley, (1969); Selley, (1976, 1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

(ب) الكوارتزواكي

- يختلف الكوارتز واكي عن الجريواكي في أنه لا يحتوي على المجموعة المتنوعة من المعادن الحتاتية غير الثابتة. ويرجع غياب هذه المعادن إلى زيادة نسبة حبيبات كل من الكوارتز والحبيبات الصخرية الرسوبية هذا إضافة إلى أن كمية معجون الطين أو راسب الأرضية هي نفس النسبة في كلا النوعين من الرمل (أي ما بين ١٥ - ٧٥٪).
- يصعب التفريق أو التمييز بين الكوارتزواكي والجريواكي من العينة اليدوية (Hand specimen) ولكن يسهل ذلك تحت المجهر.
- يطلق على الكوارتزواكي في بعض الكتب والأبحاث مصطلح «تحت جريواكي» أو «شبه جريواكي» (Subgreywacke) أو الواكي الصخري (Lithic wacke).
- يتشكل أحيانًا الكوارتزواكي في أحواض قعائرية عملاقة سريعة الترسيب (Geosynclinal troughs) مثل تلك الأحواض التي ترسب فيها الجريواكي إلا أنه أيضًا يحدث ترسيب الكوارتزواكي في بيئات نهرية وفي مناطق الرواهص المروحية (Fanglomerates) بالقرب من سفوح الجبال، والمناطق القارية.
- يرجع نضوج الكوارتزواكي من الناحية الكيميائية (المعدنية) إلى أنّ رواسبه غالبًا ما تكون آتية (أو ذات نشأة) من رواسب موجودة سابقًا (Pre-existing sediments). فمثلاً تأتي حبيبات الكوارتز من رواسب الرمل ويأتي الطين من الأطيان الصفحية (Shales) وتجلب الحبيبات الصخرية من المتبقيات المقاومة من كلا الراسبين (الرمل والطين الصفحي). ومن ثم فإنه لا يكثر تشكيل الكوارتز واكي في مناطق رواسب العكر أو الفِلِشْ (Flysch) ولكن بالقرب أو في أطراف مناطق الترسيب القاري. ولهـذا السبب غالبًا ما يكون الكوارتز واكي القاري ذا لـون أحمر بني وذلك لأن الطين أو راسب الأرضية قد صبغ باحمرار أكسيد الحديد.
- بازدياد نقل الكوارتز واكي فإنه يفقد بعضًا من محتوى الطين مما يجعله يأخذ المصطلح «تحت الجـريواكي» (Subgreywacke). ويظهـر مثـل هذا الصخر في السحنات النهـرية وسحنـات الدلتا. ولكثير من التفاصيل عن أحجار رمل الواكي، راجع (الحمدان، ١٩٧٥م).

ويمكن الآن تلخيص ما سبق شرحه عن الرمل بشكل عام في النقاط التالية :

١ ـ يعتمـد التكـوين المعدني (The composition) لرمل مترسب توًّا على نواتج مصدر النشأة (Provenance) وعلى العمليات (Processes) التي تعرض لها هذا الرمل. فمثلاً يعتمد النضوج الكيميائي لراسب محت (Eroded) توًّا على مصدر الصخر وعلى امتداد تعمق التجوية لهذا الراسب. فتنشأ الرواسب الناضجة كيميائيًّا (أو معدنيًّا) عامة من أكثر من دورة (Polycyclic) ترسيبية ويرجع نضوجها إلى جلبها من متكونات رسوبية سابقة الوجود. بينما ينشأ الرمل غير الناضج عامة من الدورة الترسيبية الأولى. وتأتي رواسبه من صخور نارية وصخور عالية التحول (High-grade metamorphic rocks) .

٢ ـ عامـة يكـون الراسب المُحت توًّا رديء التصنيف (Poorly sorted) وغني برواسب أرضية طينية دقيقة (Argillaceous matrix) فتزيد العمليات المائية والريحية من النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) للرمل، وربما تعكس العمليات الثلجية هذا المفهوم.

٣ ـ تجدر الإشارة هنا إلى الاقتراح (السابق شرحه) والذي ينص على استخدام محتوى الطين في الرمل كعامل لدرجة النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) لراسب ما، وتم هذا الاقتباس من ملاحظة عامة للرواسب الحديثة. ويميل الطين بأن يستبعد (Winnowed out) من الـرمـل أثناء عمليات النقل وفي بيئات ذات قوة نشاط عالية ومستمـرة مثل الأرصفة البحرية القليلة العمق (Shallow marine shelves) . ويجب استدراك أن محتوى الطين في رمل متصخر ليس ضروريًّا بأن جميعه تكوَّن أثناء الترسيب (Syndepositional). لأنه من المحتمل جدًّا تخلل بعض من راسب الأرضية (Matrix) الفراغات المسامية بعد الترسيب بوقت قصير. ويحتمل أيضًا نقل بعض الطين والغرين كجسيمات من أحجام الرمل الناعم جدًّا. وعندما تتم عملية الدموج (Compaction) يُضْغَط الطين مشكلاً راسب أرضية (Matrix) بين الحبيبات الأكثر مقاومة.

٤ ـ تتفتت الحبيبات الحتاتية غير الثابتة أثناء العمليات المابَعْديَّة (Diagenesis) والمتعرض لها حجر الرمل بعد الترسيب وينتج عنها تشكيل راسب أرضية دقيق التبلور يتكـون بشكـل كبـير من معـادن الـطين. ويكون هذا أكثر وضوحًا في أحجار رمل الجريواكي. أما في أحجار رمل الأركوز فقط تظهر مشكلة مشابهة وهي أن تأخذ حبيبات الفلسبار درجات متنوعة من التغيير إلى كاولين ويمكن ملاحظة حبيبات الكاولين (تحت

المجهر) المنفرد بمراحل مختلفة من الإحكام أو الدموج بين حبيبات الكوارتز. ومن ثم يصعب قياس محتوى الفلسبار ومحتوى طين راسب الأرضية في مثل هذه العينات.

ولذلك يجب اعتبار طين راسب الأرضية على أنه مرشد تقريبي (A rough guide) في تقدير درجة النضوج النسيجي (أو الفيزيائي) لأحجار الرمل. ويحتمل أن يكون محتوى الطين في رمل متصخر أعلى بكثير من محتوى راسب الأرضية المترسب أصليًا.

٥ ـ بالإضافة إلى محتويات أو مكونات أحجار الرمل (والتي سبق ذكرها) هناك محتوى آخر مهم للغاية وهو كسرات أو كِسَر صخرية (Rock fragments) لأن كثيرًا من أحجار الرمل تحتوي على كسر صخرية وهذه ليست أحادية المعدن (Monomineralic) بل تتكون من تركيب حبيبي (Composite grains) ومن معادن مختلفة. ويشار إليها أحيانًا بالحبيبات الصخرية (Lithic grains) . وقد استخدمها الكثير من الباحثين في تصنيف أحجار الرمل، وباستخدام منهاج المثلث المتساوي الأضلاع، ظهرت منه أصناف الرمل مثل (Litharenite, lithic greywacke) وغيرها (انظر الحمدان، ١٩٧٥م). ولكن الذي يهمنا الآن هو من أين جلبت هذه الحبيبات الصخرية، وظهرت بين محتويات أحجار الرمل؟ ويمكن القول إن هذه الحبيبات ذات علاقة وطيدة بأحجار جسيمات صخور المصدر. فربما تكون الحبيبات الصخرية آتية من صخور بركانية (نارية) دقيقة التبلور أو من صخور متحولة أو صخور وحل عالية التحمل والمقاومة.

لمزيد من المعلومات عن تسمية وتصنيف أحجار الرمل راجع:

Selley, (1990, 1994); Blatt, (1992); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

أضف إلى ذلك أن أهم محتويات أحجار الرمل هي المعادن الثقيلة والتي يستدل منها على المصدر والأماكن الآتية منها راسب الرمل حيث يمكننا شرح ذلك على النحو التالي.

دراسة أحجار الرمل تحت المجهر Microscopic study of sandstones

لقد أوضح كل من (Williams *et al.*, 1982) أن أحجار الرمل هي صخور تسود فيها حبيبات الرمل. وربما تظهر حبيبات الرمل بحجم واحد، أو أنها تكون ذات مدى

واسع من الأحجام المختلفة إلا أنها متراصة سويًا حبة مقابل حبة مشكلة الهيكل أو البنية العامة للصخر، ويوفر هذا مساندة الراسب من حيث صلابته الأولية. وإذا كان الرمل وحليًا (Muddy) فإن الجسيمات الصغيرة للطين والغرين الدقيق تستقر بين حبيبات الرمل وتسد كليًا أو جزئيًا مسامات الهيكل الرملي مشكلة ما يعرف براسب الأرضية الطيني (Argillaceous matrix). وبتزايد حجم راسب الأرضية واقترابه من كمية الحبيبات الرملية، فإن اتصالات الحبيبة مقابل الحبيبة في بنية الرمل تتناقص وتقل بشكل كبير حتى ينتقل حجر الرمل الوحلي (Muddy sandstone) نحو حجر وحل رملي (Sandy mudstone). ويصبح النسيج مدعمًا وحليًا (Mud-supported) بدلاً من مدعم حبيبي (Grain supported). ويعتبر حجر الرمل ذا نسيج مدعم حبيبي إذا كانت الحبيبات فيه تشكل حوالي ثلثي الصخر، وفي هذه الحالة تكون أغلبية الحبيبات تلامس بعضها، وحينئذ يطلق على النسيج مدعم حبيبي. أما إذا كان راسب الأرضية يملأ الفراغات المتوافرة بين الحبيبات، حيث تكون الحبيبات أقل وتصبح طافية في راسب الأرضية، وبمعنى آخر مفككة التعبئة والتراص (Loosely packed) ومتناثرة فيها بين راسب الأرضية بحيث تظهر كما لو كانت معلقة في هذا الوسط، فحينئذ تدعى هذه الأنسجة مدعمة راسب الأرضية (Matrix supported) أو مدعمًا وحليًا (Mud-supported).

ولكن إذا غُسِلَ الرمل وتحرر من الطين والغرين بشكل كبير وأصبحت المسامات بين حبيبات الهيكل الصخري نظيفة نسبيًا وواضحة، وبالرغم من ذلك فإنها تصبح عامة فيها بعد مليئة بلاحم (Cement) تشكل من مصادر مكانية النشأة (authigenic minerals) ترسب من محاليل المسام نفسه.

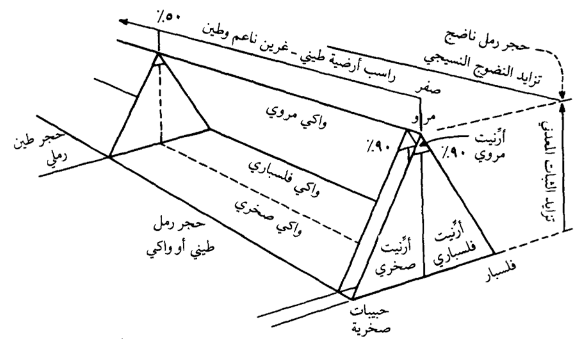
ويعكس التركيب المعدني للبنية الحبيبية بشكل عام كل من الجيولوجية القديمة (Paleogeology) والجغرافية القديمة (Paleogeography) والمناخ القديم (Paleoclimate) للإقليم الذي جلب منه الرمل. كما يوفر لنا قاعدة أولية لتقسيم أحجار الرمل. وتشير الاختلافات في النسيج وخاصة ظهور أو غياب الطين والغرين الدقيق إلى تغيرات في ظروف الترسيب وقاعدة إضافية من أجل تصنيف أحجار الرمل.

إن أكثر الحبيبات الهيكلية شيوعة وأعمها ثباتًا هو المرو (شاملة الشيرت). ففي

بعض أحجار الرمل تتركز حبيبات المرو للحد الذي تستقصى منه الحبيبات الأخرى ولكن تحتوي معظم أحجار الرمل على كمية كبيرة من جسيمات أقل ثباتًا وهذه الجسيمات على سبيل المثال حبيبات الفلسبار وكِسَرٍ صغيرة من صخر أفانيتي (Aphanitic rock) تدعى حبيبات صخرية (Lithic grains) ، وحبيبات حتاتية (Detrital grains) أخرى تكون إضافية أو ثانوية (Subsidiary). وتقود النسبة التقريبية لهذه الأنواع الرئيسة الثلاثة من الحبيبات الهيكلية إلى التقسيم الثلاثي الأساسي لأحجار الرمل فإذا كان هناك أكثر من ٩٠٪ حبيبات مرو، يدعى الصخر حجر رمل مرويًا (Quartz sandstone) وإذا كان هناك حجر رمل يحوي نسبة تقل عن ٩٠٪ مروًا وتفوق حبات الفلسبار نسبة الحبات الصخرية فعندئذ يدعى هذا الصنف حجر رمل فلسباري (Feldspathic sandstone) ، أما تلك الأحجار الرملية التي تكون فيها الحبيبات الحتاتية هي الشائعة عن الفلسبارات، فإنها تعرف بأحجار الرمل الصخرية (Lithic sandstones). وربما تقسم كل من هذه الأنواع الثلاثة من أحجار الرمل بشكل أدق طبقًا للنسيج إلى إما أرِّنيت (Arenite) ، حجر رمل نقي ومغسول جيدًا، أو واكي ، حجر رمل طيني، غير نقي وغير ناضج نسيجيًا (شكل ١١٩) . كما يوضح (شكل ١٢٣) هذه التقسيمات الأساسية لحجر الرمل .

إن الاختلافات التركيبية المعدنية والنسيجية في أحجار الرمل تكون تدريجية أو متداخلة (Gradational) ومن ثم تصبح جميع التقسيمات (Subdivision) عُرْفِيَّة بشكل إلزامي . ويكون التمييز بين الأرِّنيت والواكي خاصة غير مستقر الحال أو متنازع فيه . وللتفريق بينهما كما هو معتاد عليه بواسطة النسبة العرفية لراسب الأرضية (Matrix) ، عما إذا كان ٥٪ أو ١٠٪ أو نسبة أخرى. هذا بالإضافة إلى أن حجم وميزة راسب الأرضية في حجر الرمل تختلف مع درجة الدموج (Compaction) وإعادة التبلور المابعدي (Diagenetic recrystallization). وفي كثير من أحجار الرمل المتصخرة (الجريواكيات) يكون راسب الأرضية ذا نشأة مابعدية بشكل كبير بدلاً من أنه حتاتي الأصل .

إن وجود أو غياب راسب الأرضية الطيني (الطين والغرين الناعم) في حجر لرمل يكون له معنى أكبر من نسبته المطلقة، ويكون المقياس الوحيد الذي يمكن توقعه ؟عطاء تصنيف عملي ثابت. وطبقًا لذلك يُعَرَّفُ الأرِّنيت هنا بأنه حجر رمل خالٍ



شكل (١٢٣). مكونات حجر الرمل الثلاثة المعدنية الرئيسة، مرو، فلسبار وحبيبات صخرية. مُثِّلت بواسطة رؤوس المثلثات، تمثل النقاط بداخل المثلثات النسب التقريبية لهذه المكونات. مُثِّلت نسبة راسب الأرضية الطيني بمحصلة امتدت إلى نهاية الرسم. مصطلح أرِّنيت خصص لأحجار رمل خالية من راسب الأرضية، والبقية الأخرى هي أحجار رمل طينية (وحلية) أو واكي. (عن: Dott, 1964)

بشكل مؤثر من الطين والغرين الناعم. ويمثل ظروفًا إرسابية يكون الرمل فيها مَذْريًّا أو مُغَرْبَلاً (Winnowed) بوساطة التيارات المرسبة وغسله لإخلائه من الحبيبات الدقيقة. أما أحجار الرمل الطينية وغير الناضجة نسبيًا أو ما تعرف بالواكيات (Wackes) فهي على النقيض استقرت في بيئات، حيث ترسب فيها بعض من الحمل الطيني المعلق مع الرمل وبقي معه، ويمثلون مواقع إرساب حيث تذرية أو غربلة الراسب لم تحدث بعد الترسيب الأوَّلي؛ لذا فهي تشمل نطاقًا نسيجيًّا واسعًا من أحجار رمل ذات راسب أرضية طيني يتضمن نصف الصخر إلى تلك التي يكون فيها ثانوي المحتوى، ولكن يكون حجم راسب الأرضية في معظمها أقل من ربع الصخر.

وحجر الرمل المتكون من حبيبات مرو مستديرة وتصنيف جيد وخالٍ كلية من الطين والغرين فهو أرِّنيت مروي خالص، ومثال ذلك حجر رمل البياض في المملكة

العربية السعودية (شكل ١٧جـ) ويمثل هذا النتاج الأقصى المشترك للعمليات الفيزيائية والكيميائية التي حدثت في أصل نشأة أحجار الرمل. ولذلك أعتبر ناضجًا كلية من الناحيتين؛ نسيجيًا (فيزيائيًا) ومعدنيًا (كيميائيًا). وتنمّي رواسب أحجار الرمل المختلفة درجات متباينة وتركيبات من النضوج النسيجي والثبات المعدني كنتيجة لاختلافات في المصادر والعمليات المنتجة لهم.

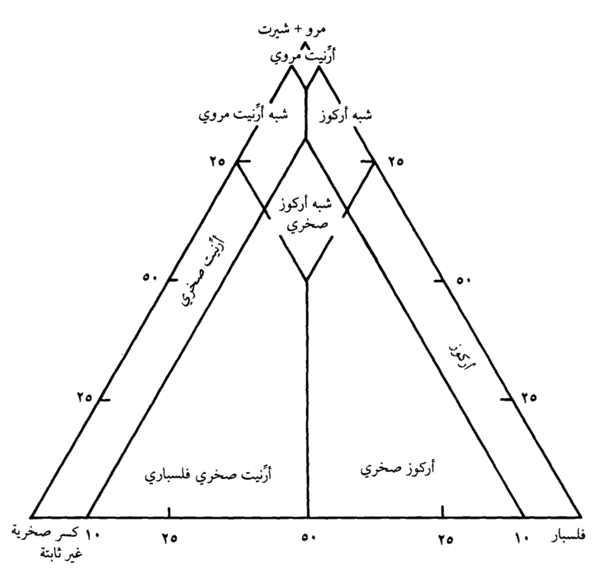
ولقد أشار العالمان (Ehlers and Blatt, 1982) إلى أن كلاً من النسيج والتركيب المعدني يمثلان مظهري الحجر الرمل ويعطيان الرؤية العميقة لأصل نشأة الصخر. ولهذا السبب يكون من المعقول إيجاد مخطط تصنيفي لحجر الرمل مرتبط بهذين المتغيرين. ولقد نُشِرَ العديد من هذه المخططات التصنيفية إلا أن مخطط العالم (McBride, 1963) لتصنيف حجر الرمل أصبح يتلاءم مع تصنيف حجر الرمل ليس فقط في الحقل بل حتى في المختبر أو تحت المجهر (شكل ١٢٤). وأبسط أو أسهل تمييز معدني يمكن عمله في الحقل هو معرفة كل من الكوارتز والفلسبار والكِسَر الصخرية، حيث يمكن استخدامها كأقطاب تشكيلية في مثلث التصنيف (شكل ١٢٤) ويمكن إجراء تقسيم تحتي لداخل المثلث بأي طريقة مريحة. ويعتبر المثلث في هذا الشكل أحد المثلثات العديدة الشائعة الاستخدام بين العلماء المتخصصين والمحترفين في أحجار الرمل. إن نسيج حجر الرمل المبين هنا تم باستخدام مفهوم النضوج النسيجي. كما أنه من المفيد أيضًا أن نشير في اسم الصخر إلى نوعية اللاحم الذي يمسك بالحبيبات ببعضها فعلى سبيل المثال: حسب نظام التسمية هذا، يكون حجر الرمل كالتالي:

١ ـ فوق ناضج (Supermature) وحجوم حبيباته متوسطة فهو *أرِنيت مروي ذو لاحم مروي*.

٢ ـ غير ناضج (Immature) وحجوم حبيباته دقيقة فهو *آركوز ذو لاحم طيني*.

٣ ـ شبه ناضج (Submature) وحصوي فهو *دُمْلوك صخري ذو لاحم كالسيتي*.

٤ ـ ناضج (Mature) وحجوم حبيباته خشنة فهو شبه *(أو تحت) آركوز ذو لاحم كالسيتي*.



شكل (١٢٤). تصنيف أحجار الرمل حسب نظام مكبرايد. (عن: McBride, 1963)

التركيب المعدني لأحجار الرمل Mineral composition of sandstones

نوجز هنا ما نوَّه به العالمان (Ehlers and Blatt, 1982) وكذلك العالم بلات (Blatt, 1992) في هذا الموضوع بأن الهدف من دراسة التركيب المعدني لأحجار الرمل هو تحديد شيئين عن تاريخ الصخر:

أولاً: صفة صخور المصدر التي جُلبت منها الحبيبات الحتاتية (أصل المصدر Provenance).

ويوضح الجدول رقم (١٦) نماذج أنواع أحجار الرمل الرئيسي.

جدول (١٦). وصف شرائح مجهرية لستة صخور حتاتية وملخص اسم الصخر الذي يصفهم، باستخدام مفهوم النضوج النسيجي للعالم فولك والمثلث المعدني للعالم مكبرايد، (انظر شكل ١٢٤). (عن: Blatt, 1992)

النسبة المئوية ٪ للتركيب المعدني	النسيج	تأثيرات ما بعدية	اسم الصخر الكامل
١ - ٩٥ مرو وحيد التبلر ٤ أورثوكليز ١ كسر حجر وحل	غياب راسب الأرضية الطيني. حبيبات جيدة التصنيف. حبيبات جيدة الاستدارة. متوسط حجوم الحبيبات ٠,٧ مم	لاحم مروي.	أرنيت مروي، فائق النضوج، متوسط الحبيبات، مسمنت بمرو.
٢ - ٥٥ مرو وحيد - متعدد التبلر. ٥ شيرت. ٢٠ أورثوكليز ٥ ميكروكلين ٥ بلاجيوكليز ٥ كِسَر صخرية جرانيتية ٥ بيوتيت	٪١ وحل (كاولينيت + إلِّيت - غرين مروي). حبيبات سيئة التصنيف. حبيبات زاوية. متوسط حجوم الرمل ٠,٢ مم.	تشكيل الهيماتيت. انثناء الميكا. كولنة الأورثوكليز. كلورة البيوتيت.	أركوز، غير ناضج، دقيق الحبيبات مسمنت بهيماتيت وطين.
٣ - ٥٠ كِسَر شيست الجارنت. ١٥ كِسَر أمفيبول. ١٥ كِسَر نايس الهورنبلند. ١٠ مرو متعدد التبلر. ٥ فلسبار لا توأمي ٥ كِسَر غرين متحول	غياب راسب الأرضية الطيني. حبيبات سيئة التصنيف. حبيبات جيدة الاستدارة. متوسط حجوم الحبيبات ٥ مم	لاحم كلسيتي.	دملوك صخري، شبه ناضج، حصوي، مسمنت بكلسيت.
٤ - ٤٠ مرو غالبيته متعدد التبلر. ٢٥ بلاجيوكليز توأمي. ١٠ أورثوكليز ٢٥ كِسَر جرانوديوريت.	غياب راسب الأرضية الطيني. حبيبات جيدة التصنيف. حبيبات شبه مستديرة. متوسط حجوم الحبيبات ١,٢ مم.	لاحم كلسيتي.	أركوز صخري، ناضج، خشن الحبيبات جدًا، مسمنت بكلسيت.
٥ - ١٠ مرو بعضه بهيئة بيتا. ٢٠ فلسبار غالبيته سانيدين. ٧٠ كِسَر رايوليت.	غياب راسب الأرضية الطيني. حبيبات جيدة التصنيف. حبيبات شبه زاوية. متوسط حجوم الحبيبات ٠,٦مم	لاحم كلسيتي.	أرنيت صخري فلسباري، بركاني، ناضج، خشن الحبيبات مسمنت بكلسيت.
٦ - ٦٠ مرو وحيد التبلر. ٢٥ شيرت. ١٠ كِسَر حجر وحل. ٥ ميكروكلين	٪١٠ راسب أرضية وحلي. حبيبات جيدة التصنيف. حبيبات مستديرة. متوسط حجوم الحبيبات ٠,٢مم	كِسَر حجر وحل.	شبه أرنيت صخري به شيرت، غير ناضج دقيق الحبيبات، مسمنت بوحل.

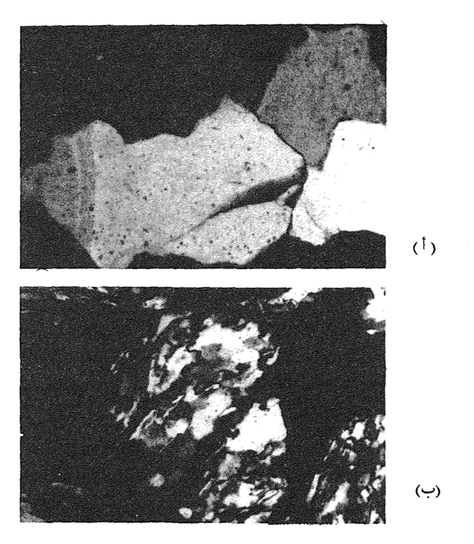
ثانيًا: أحداث التتابع المابعدي (Diagenetic sequence) الذي نشأ بعد ترسيب الحبيبات وخاصة الأحداث الكيميائية.

١ ـ المرو Quartz

يشكل المرو (الكوارتز) ما يعادل ثلثي المكونات الحتاتية في الرمل العادي، ولهذه الحقيقة فقد كُتِبَ العديد من الكتب والنشرات العلمية بخصوص صفاته الفيزيائية والكيميائية في الصخـور الحتاتية. وكما هو معروف فإنَّ المرو فائق الثبات المعدني في البيئات الرسوبية بسبب صلادته وخلوه من إنفصام جيد، وأيضًا خلوه من شُحْنات موجبة فلزية (Metallic cations)

وتظهر تحت المجهر حبات المرو في الرواسب عادة مجموعة إما متعددة التبلور (Polycrystalline) أو أحادية التبلور (Monocrystalline)، (شكل ١٢٥). وتتألف حبة المرو المتعددة التبلور من أكثر من بلورة واحدة فهي كِسْرة صخرية Lithic or Rock) (fragment مؤلفة من مرو بأكملها، بينما تتألف حبات المرو أحادية التبلور من بلورة مرو مفـردة. وتعتبر حبات المرو متعددة التبلور أقل ثباتًا من البلورات المفردة (أو أحادية التبلور). وبشكل مميز فقد هدمت الحبيبة بوساطة عمليات رسوبية أو بمهاجمة كيميائية واسعة النطاق. وكلما ازدادت نسبة المرو في حجر الرمل كلما قلت نسبة حبيبات المرو المتعددة التبلور. فمثلاً حجر الرمل المؤلف من مرو بأكمله يكون محتوى المرو المتعدد التبلر مفقودًا.

وعامة يكون صخر الجرانيت العادي أخشن من الصخر المتحول العادي (مثل صخور الشيست). ولذلك تكون بلورات الكوارتز القائمة بذاتها في الجرانيت أكبر. ونتيجة لهذا فإن حبة المرو المتعددة التبلور وبحجم حبة الرمل والآتية من الجرانيت سوف تكون محتوية على بلورات مرو أقل عددًا مما تحتويه حبة مرو متعددة التبلور وآتية من صخر متحول، وبحجم حبة الرمل نفسها. أيضًا يتبلور العديد من الصخور المتحولة في وسط إجهاد غير متوازن الموائع (Nonhydrostatic stress field)، أي في حقل من إجهاد تمزقي (Shearing stress)، ولذلك يكون شكل البلورات في الكِسْرة الحتاتية المتعددة التبلور متطاولة (Elongated)، بينما تتبلور الصخور النارية في حقل إجهاد متوازن الموائع (Hydrostatic stress field) مما يكسب البلورات شكلاً متكورًا (Equant).



شكل (١٢٥). صور مجهرية لحبيبات مرو بحجم حبة الرمل الخشن. (عن: Blatt, 1992)
(أ) من صخر ناري. حبة مرو جرانيتية مؤلفة من بلورات قليلة ذات شكل أكثر كروية (متساوية)، ذات تشابك بين بلوري بنسبة قليلة أو مفقود.
(ب) من صخر متحول. الحبيبة المتحولة مؤلفة من ربما عشرات المرات من بلورات عديدة والتي امتدت (مُطَطَتْ) واستطالت ولها اتصالات تشابكية قوية. هذه الحبيبات هي بمثابة أمثلة لحبيبات مرو متعددة التبلر من صنفان من الصخور المتبلرة.

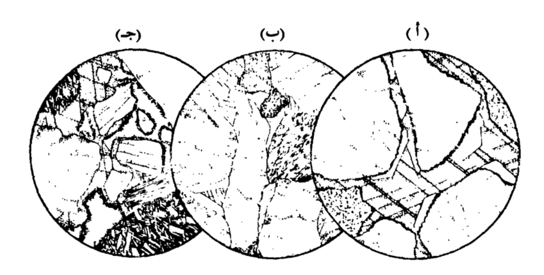
(أ) المصدر Provenance

لقد تبين لنا من دراسة حبيبات المرو الحتاتية في الشرائح المفحوصة تحت المجهر أن حبات المرو إما أنْ تكون أحادية التبلور أو متعددة التبلور. وباستثناء الشيرت (Chert)،

فإنّ جميع الحبيبات المعدنية السليكاتية في أحجار الرمل تكون أصلاً آتية من صخور نارية باطنية (بلوتـونية Plutonic) وصخـور متحولة كالنايس والشيست. وتصل هذه الصخور المتبلورة إلى سطح الأرض بوساطة الدفع أو الرفع الحركي (Tectonic uplift)، ومن المعقول أن تتوقع أن المعادن ستكون فيها لدنة التشوه (Plastically deformed) أو تُوأَمَتْ (Twinned) أو كُسِّرت (Fractured) أثنـاء عملية الـرفـع أو الدفع إلى أعلى. فيمكن أن تستجيب حبات المرو للإجهاد بوساطة أي من هذه الميْكنات، إلا أنه يندر رؤية تكسر حبات المرو الحتاتية في شرائح مجهرية لأحجار الرمل، كما أنه لا يمكن أن تكتشف التَّوْأمِيَة. بينما يكون التشوه اللّدن سائد في جميع حبات المرو تقريبًا وينعكس في الشرائح المجهـرية (Thin sections) كانـطفاء متموج (Undulatory extinction). فالبلورة لا تنطفيء كوحدة مفردة عند دوران طفيف لمسرح المجهر، ولكن بدلاً من ذلك فإن انطفاءات تحدث في قطاعات عبر دوران لمسرح المجهر من عدة درجات. فيتطلب المقدار المضبوط لدوران المسرح من أجل مرور كامل البلورة من أبيض رمادي كحد أقصى للانكسـار، لون المـرو المـزدوج (Birefringence color of quartz) إلى موضع الإطفاء فإن ذلك يعتمد على كلٍ مِنْ الدرجة التي وصلت إليها البلورة من حيث التشوه اللدن وأيضًا على العلاقة الزاوية بين المحور «جـ» للبلورة ومستوى الشريحة المجهرية. إن المقدار المضبوط لدوران المسرح والمطلوب للانطفاء ليس بحد ذاته مقياسًا (أو معيارًا) فعـالاً لاستخـدامـه في التمييز بين أصل النشأة - إن كان ناريًا أو متحولاً - بالنسبة لبلورات المـرو، لأنـه بالإمكـان أن ينتـج الانطفاء المتموج في الصخر الرسوبي أثناء التصدع (Faulting) والتطيؤ (Folding).

ويمكن أن يكون لحبات المرو المتعدد التبلور أنواع عدة من البنيات الداخلية (شكلا ١٢٦، ١٢٧):

١ - إذا كانت بلورات المرو منفردة بداخل الحبيبة ومتطاولة (Elongated)، فقد تشوهت هذه البلورات في وسط إجهاد غير متوازن الموائع Nonhydrostatic stress field) مثل هذه البلورات المروية الممطوطة (Stretched quartz crystals) تكون عامة موجودة في صخور متحولة متورقة كصخور النايس والشيست. ومن ثم فهذه الحبيبات الحتاتية المحتوية على مثل هذه البلورات الممطوطة غالبًا ما تكون ذات نشأة متحولة،



شكل (١٢٦). لواحم في أحجار رمل. (عن: Williams *et al.*, 1982)

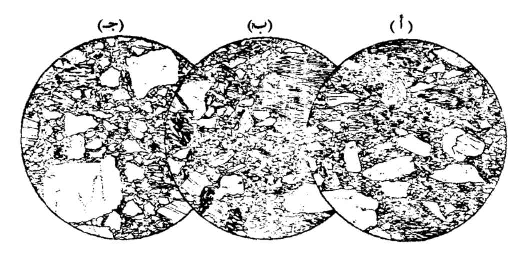
(أ) حجر رمل بنسلفاني، جبال زوني، نيومكسيكو. مرو وجسيمات صخرية عكرة مغلفة بأكسيد حديدي (أسود)، تغيرت محليا بدورها بنموات بلورات مرو صافية كاملة الأوجه وجميع اللاحم من الكلسيت (مخططة). لاحظ قطارات المكتنفات الحويصلية المعتمة.

(ب) أرِّنيت أركوزي كريتاوي، جالا كاليفورنيا. نموات صافية من المرو مكانية النشأة على حبات مروية حتاتية (وسط، أسفل يمين ويسار). نموات المرو غطت الفراغات وملئت بقية الفجوات بواسطة (Zeolite Laumontite) خطوط انفصامية ولكن ليست مخططة.

(جـ) حجر رمل صخري (ميوسين، متكون تمبلور) حيد شعابي (كاليفورنيا). لاحم غير مكتمل لكلسيت غير منتظم التوجيه (مخطط، له خطوط انفصامية). شغلت الفجوات بكلوريت ليفي مجهري مغطيا كل من الكلسيت والحبيبات الحتاتية على السواء. غُطِّتْ أجزاء من الكلوريت بالأوبال (الأماكن الخالية).

كما تظهر البلورات المروية الممطوطة على امتداد وبجوار الأسطح الصدعية، حيث يمكن أن يكون التمطط الفادح مصاحبًا بتحبب (Granulation) وبإعادة تبلر (Recrystallization)، لكي ينتج صخور الميلونيت (Mylonite) والفيلونيت (Phyllonite).

٢ ـ تكون الصخور النارية الجرانيتية (Granitoid igneous rocks) خشنة



شكل (١٢٧). جريواكي. (عن: Williams *et al.*, 1982)

(أ) جريواكي صخري أردوفيشي (متكون فورتشن) ميناء بورانس، نيوفاوندلاند. حبيبات رمل زاوية غير مصنفة وغرين خشن متواجد في راسب أرضية طيني وفير. حبيبات المرو (صافية أو مخططة بلطف)، فلسبار (بلاجيوكليز بشكل أساسي ويظهر بإنفصام) قليل من كِسَفْ الميكا، وجسيمات فيليت، أرجينيت، شيرت وأنديسيت أو بازلت. تقع معظم أبعاد الحبيبات الطويلة موازية تقريبًا لمستوى التطبق وهي عادية تقريبًا مع القطاع.

(ب) جريواكي فرانسسكان، مقاطعة مندوسينو، كاليفورنيا. عامة تشبه شريحة (أ) ولكن تظهر أقل توجيه للحبيبات، قليل من راسب الأرضية وحبيبات فلسبار وبازلت أكثر.

(جـ) جريواكي فلسباري، ما قبل الكامبري، هرلي، وسكونش. نسيجيا يشبه (ب) فيما عدا حواف الحبيبات متآكلة. وفرة حبات المرو، شيوعة الفلسبار، ندرة الشقوق الصخرية.

الحبيبات لدرجة أن بلورات المرو فيها تزيد على ٥, ٠ مم بشكل أنموذجي، وأحجام بعدة مليمترات تكون شائعة. ومن ناحية ثانية، فإن بلورات المرو في العديد من الصخور المتحولة تكون دقيقة الحبيبات. ومثالاً لذلك، صخور كل من الفيليت (Phyllites) ومعظم صخور الشيست (Schists) وبعض من صخور النايس (Gneisses). ولذلك كلما كثرت البلورات المروية في الحبة المتعددة التبلور الحتاتية وبأي حجم فإنه يصبح من شبه المؤكد أن هذه الحبة ذات نشأة متحولة. فحبة مرو في حجم حبة الرمل والمؤلفة من أكثر من خمسة بلورات منفصلة فهي من المحتمل أن تكون ذات اشتقاق تحولي.

٣ ـ إن الصخور المتحولة هي صخور معاد تبلورها، حسب تعريفها. فتبدأ إعادة التبلور عند نقاط من الإجهاد المركز داخل الصخر بدلاً من أنها تكونت في الوقت نفسه في جميع المواقع. ومن ثم عندما تنتهي عملية إعادة التبلور تكون بعض بلورات المرو في مراحل مختلفة من العملية عن غيرها. ، ويعكس هذا تنوعات كبيرة في أحجام البلورات موضحة الوقوف على حالات إعادة التبلور في حينها. فالبلورات الأصغر تكون حديثة التطوير والتي لم تُنَمّ بعد للحجم المتوازن (Equilibrium size).

٤ ـ إن التشابك (أو التعشيق) الداخلي بين بلورات المرو يكون شائعًا في الصخور النارية والمتحولة، وعلى الرغم من ذلك، فربما يكون أكثر حدة في الحبيبات المتعددة التبلور ذات الأصل في النشأة المتحولة. ولذلك يكون من الأحسن استخدامها كميزة غير معتمدة من أجل معرفة أصل النشأة.

وعادة ما تكون الصخور النارية الباطنية الجرانيتية ذات حبيبات أخشن من حبيبات الصخور المتحولة ومن ثم يكون محتملاً أن حبيبات المرو الفتاتية والأحادية التبلور وذات حجم الرمل متوسط وأخشن في أحجار الرمل أن تكون آتية من صخور الجرانيت. وليس من الضروري أن تكون الحبيبات الدقيقة والأحادية التبلور في راسب ما آتية من صخور متحولة. فهي غالبًا ما تنتج من تكسير وتشقيف حبات المرو الأكبر من أي مصدر كان. فتتحرر بعض من حبات المرو الدقيقة من ذلك الحجم مباشرة من صخور الفيليت وصخور شيست دقيق الحبيبات، ولكن النسبة محتمل أن تكون أقل من الكمية المنتجة وذلك بوساطة الإنقاص الحجمي للحبات الأكبر.

وتمتلك حبات المرو في كل من الصخور البركانية السليكاتية والطُّفْات (Tuffs) بشكل أنموذجي بلورات مكتملة الأوجه (Euhedral crystals) متاخمة لمرو بيتا (Beta quartz) ، حرارة ـ عالية، ولها إنطفاء غير متموج (Nonundulotary extinction) وكلا الخاصيتين غير شائعتين في أنواع أخرى بين الصخور المتبلورة. ونسبة كبيرة من صخور الجرانيت تتبلور في حقل ثابت من المرو البيتاوي. ولكن بسبب التداخل المتبادل أثناء نمو البلورات في الجرانيت تبرز بلورة مكتملة الأوجه على المرو ليس بإمكانها النمو. إن السبب في كون المرو في الصخور المتدفقة عادة ما يكون له انطفاء غير متموج هو أن الصهارة خرجت إلى سطح الأرض لتتبلور وطبقًا لذلك فهي لم تتشوه

بشكل تبعي . ولسوء الحظ فإن حجم بلورات الفينوكرست (Phenocrysts) في الصخور الـرايوليتية المتدفقة (Rhyolitic flow) والطُّفْات (Tuffs) لم تكن كبيرة، وبلورات المرو والتي له وجه بلوري أو أكثر لم تكن شائعة كحبات حتاتية في معظم أحجار الرمل . مثل هذه الحبيبات تكون مغرقة أو مغمورة بوساطة المرو الآتي من الصخور المتحولة والنارية الأكثر انتشارًا .

تكـون عروق المرو (Quartz veins) شائعة في معظم مناطق الصخور المتبلورة وبالمثل يكون المرو المتحول (Metaquartzite) ، وطبقًا لذلك تتحرر حبيبات بحجم الـزلط الخشن في البيئـة الـرسـوبية . تتشكل العروق من محاليل والتي تكون مشابه لأجَاجيَّات (Brines) مائية تحت سطحية بدلاً من صهارات سيليكاتية . نتيجة لذلك بإمكان احتواء المرو العرقي على كميات كبيرة من حويصلات (Vacuole) مليئة بالماء وهذه تعطي المرو لونه اللَّبني (أو الحليبي) . لكن ليست جميع عروق المرو تكون لَبَنِيَّة ولذلك كثير من المرو العرقي من الرواسب تكون بدون شك غير مميزة . وبالمثل فإن المرو من صخـور الـرايوليت (Rhyolites) يميل إلى المـرو العرقي ويكون مغمورًا بوساطة حبيبات أكثر وفرة آتية من صخور الجرانيت والنيس والشيست .

تحوي نسبة عالية من بلورات المرو في الصخور النارية والمتحولة على مكتنفات (Inclusions). وبشكـل إستثنـائي فإنَّ معظم أنواع المكتنفات انتشارًا هي الفقاعات المائية (Water bubbles). وتشمل المكتنفات المعدنية الأنموذجية كلاً من الروتيل (Rutile) والميكـا (Mica) والأبـاتيت (Apatite). وفي الصخور الرسوبية، يندر ظهور حبيبات المرو المحتوية على مكتنفات معدنية، وذلك بسبب قلة الثبات الميكانيكي أثناء نقل هذه الحبيبات .

ولقد ذكر البحاثة (Williams *et al.*, 1982) أنه بالإضافة إلى اكتناف العديد من بلورات المـرو على حويصـلات دقيقـة مملوءة بالسوائل، هناك أيضًا جسيمات شبيهة بالغبار، وعادة تظهر الحويصلات كمكتنفات معتمة صغيرة جدًّا أو ترى أكبرها تحت التكبير المجهري العالي كفقاعات شفافة ذات تضاريس سالبة قوية. وعامة تكون هذه المكتنفات مركزة أو متمركزة في نطق وامتداد أسطح شبه متوازية بداخل حبات المرو (شكـل ١٢٦)، وخاصة في المرو الآتي من صخور متحولة، ولكن ربما أيضًا تكون

مبعثرة بشكل وفير مشكلّة سحابة بدونها تصبح حبات المرو نقية الشفافية (شكل ١٢٧). ويتميز المرو اللّبني الموجود في العروق الحرمائية بأن مزدحم بحويصلات مملوءة بالسوائل. بينما على النقيض من ذلك، يميل مرو الصخور البركانية ذو الحرارة العالية أن يكون نقيًا وخاليًا بشكل إلزامي من مثل هذه المكتنفات.

وتتشكل إلى حد كبير كل من بلورات قضيفة أو رفيعة (Slender) وإبرية الشكل من الروتيل (Rutile) في المرو الآتي من بعض الصخور الجرانيتية وربما تتشكل بلورات إبــرية الشكــل مماثلة من السليمنيت (Sillimanite) أو الكيانيت (Kyanite) في مرو متحول. وقد تظهر بلورات صغيرة من العديد من المعادن الأخرى مثل الفلسبار والميكا والمجنيتيت والأباتيت والزركون كمكتنفات في حبيبات المرو.

(ب) التثابت المتباين Differential stabilities

وأضاف العالم (Blatt, 1992) قائلاً إن أعظم أنواع المرو ثباتًا في البيئة الرسوبية هو مرو أحادي التبلور غير متموج وليس به مكتنفات. أما حبيبات المرو المتعددة التبلور فتكـون أضعف بسبب أسطحها الداخلية غير المتصلة والتي تُظْهر الحدود البلورية. وتكون الحبيبات ذات الانطفاء المتموج أضعف لأنها شوهت بشكل لدِن. كما تكون الحبيبات ذات المكتنفات ضعيفة لأنها مؤلفة من مرحلتين مميزتين. فهي إما أن تكون مؤلفـة من مرحلتـين جامـدتين أو من مرحلة جامدة وأخرى سائلة (أو غازية). أما بخصوص الحبيبات المتعددة التبلور فإن أسطحها غير المستمرة تظهر في داخل الحبيبة. وبسبب هذه الاختلافات في الثبات فإن أساس النشأة التطوري للبقاء التوافقي يمكن تطبيقه على المرو في البيئة الرسوبية. إن مجموعات حبيبات المرو التي قضت وقتًا أكثر في البيئة الرسوبية يجب أن تكون أُغْنِيَتْ في الحبات الأحادية التبلور غير المتموج وأزيلت من الحبيبات المتعددة التبلور المتموجة. ويتضح لنا ذلك من الفحص المجهري لأحجار الرمل: يحتوي الصخر المتبلور العادي على أقل من ٢٠٪ بلورات مرو غير متموجة ضمن مجموعة المرو ذاتها كما هو الحال بالنسبة للفتات المبري ذي الحجم الرملي. إن أحجار الرمل المؤلفة من فلسبار وكِسْرَات صخرية، وأقل من ٤٠٪ مرو لا تزال تحتوي على نحو ٢٠٪ حبيبات غير متموجة في مجموعة المرو. أما أحجار الرمل الحاوية على أكثر

من ٩٠٪ مرو وبمعدل ٤٠ ـ ٤٥٪ حبيبات غير متموجة وهذه تقريبًا أحجار رمل مروية نقية محتوية على أقل من ١٪ مرو متعدد التبلور أضف إلى ذلك أن حبيبات المرو المحتوية على مكتنفات معدنية تكون أيضًا نادرة بين حبيبات أحجار الرمل المروية النقية.

٢ ـ الفلسبار Feldspar

تعد الفلسبارات أعظم مجموعة المعادن وفرة في الصخور المتبلورة، مشكلة ٦٠٪ من الحبيبات المعدنية في الصخور النارية. ومن المحتمل أن تكون نفس النسبة في الصخور المتحولة. كما أن الفلسبارات تكون غير ثابتة في البيئة الرسوبية مقارنة بالمرو. ومن ثم، رغمًا عن أن نسبة الفلسبار إلى المرو في صخور المصدر المتبلورة لأحجار الرمل هي ٣ ـ ١، وفي أحجار الرمل نفسها تكون النسبة ١ ـ ٥ تقريبًا. وتشكل الفلسبارات فقط ١٠ ـ ١٥٪ من الجزء الحتاتي في حجر الرمل العادي.

لقد تسببت الطبيعة المعقدة للمعادن الفلسبارية في كونها قُسِّمَتْ إلى أصناف عديدة ـ بناء على مميزاتها أو خواصها الكيميائية والفيزيائية والبِنْيَوية. ففي العمل الفحصي المجهري الرتيبي (الروتيني) لم تميز هذه الخصائص. ويوضح (الشكل ١٢٨) الأنواع الفلسبارية التي يستعملها علماء خصائص الصخور الرسوبية (Sedimentary petrologits)، وهي كالتالي:

١ ـ فلسبارات البوتاسيوم: أورثوكليز وميكروكلين (Microcline) وساندين (Sanidine).

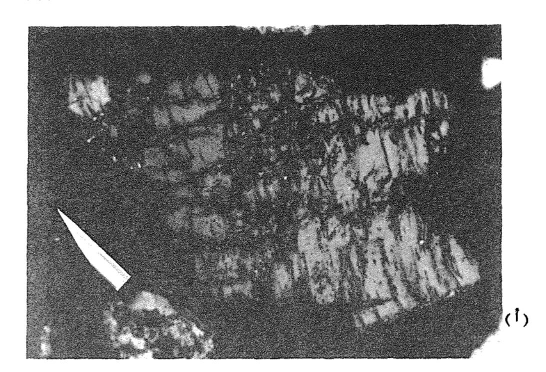
٢ ـ البلاجيوكليزات: ألبايت حتى الأرنوثيت.

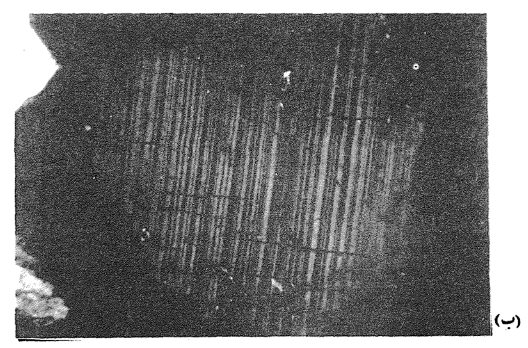
٣ ـ بيرثيت: نمو من فلسبار صوديوم وفلسبار البوتاسيوم.

(أ) أنواع التغييرات Types of alterations

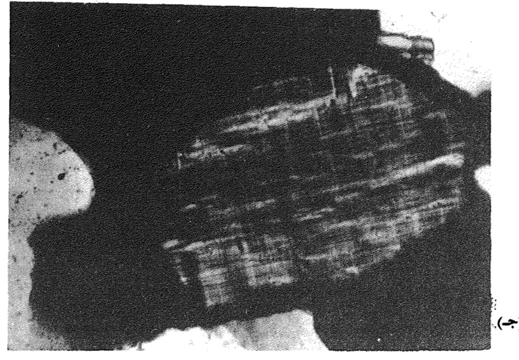
لقد أشار العالم (Blatt, 1992) إلى العديد من التغييرات التي تحدث في معادن الفلسبار التي تُرَى عامة في الشرائح المجهرية لأحجار الرمل.

١ ـ الحَوْصَلَة (Vacuolization): يتخلل الماء إلى داخل حبيبة الفلسبار على طول المستويات الانفصامية والكسور وأسطح التركيب التوأمي، منتجة تغيير كيميائي غير مرئي في الحبيبة. وتظهر الحبيبة عكرة في إنفاذ الضوء، ولكن لها مظهر أبيض سُحُبِي





شكل (١٢٨). صورة مجهرية لحبيبات فلسبار بحجم حبة الرمل المتوسط. (عن: Blatt, 1992)
(أ) أورثوكليز، مع تغير مواز لزوايا الانفصام القائمة.
(ب) بلاجيوكليز، يُظهِرْ توأم الألبايت المتعدد التركيب.


(جـ)


(د)

تابع شكل(١٢٨) (جـ)ميكروكلين، يُظْهِرْ خاصية التوأم الشبكي.
(د) بيرثيت مجهري، يُظْهِرْ الشكل المغزلي لرقائق الفلسبار الصودي والبوتاسي.

ويوضح جدول (١٧) الخصائص التي تتميز بها أنواع الفلسبارات وتعريفها تحت المجهر*، (عن: Blatt, 1992).

فلسبار	الخصائص
فلسبارات البوتاسيوم	أورثوكليز: غير متوائم أو توأم الكارلسباد، معاملاته الإنكسارية تحت أللاكسيد أو المرو، إنكسار مزدوج أقل من المرو، زاوية الإنكسار كبيرة، سالب البصرية، تغير داخلي إلى قشور من الأللَّيت، عامة على امتداد مستويات الانفصام. ميكروكلين: فريد وذي منهاج تشابكي توأمي مميز. سنادين: يشبه الأرثوكليز فيما عدا أن زاوية الإنكسار صغيرة جدًا ٥ ـ ١٠°.
فلسبارات البلاجيوكليز	توأمية متعددة التركيب بشكل أنموذجي (توأم الألبايت)، تغير داخلي إلى قشور مونتمورلينيت، عامة على امتداد مستويات الانفصام، يمكن تمركز تمنطقه معدنيًا، تغير إنكساري في نسبة الألبايت/الأنورثيت، اتجاهان توأمان بزاوية كبيرة مع بعضهما (توأم الألبايت والبيريكلاين Pericline). تحدد نسبة الألبايت/الأنورثيت بطريقة مايكل ـ لفي. وللألبايت معاملات إنكسارية (Indices of refraction) أخفض من المرو، أما الأليجوكليز (Oligoclase) فهو مثل المرو تقريبًا في المعاملات الإنكسارية (Indices) والإنكسار المزدوج، والأندسين (Andecine) حتى الأنورثيت له معاملات إنكسارية أعلى من المرو.
بيرثيت	نمو داخلي متوازٍ من مرحلتين مع معاملات إنكسارية (Refractive indices) متضاربة وانكسار مزدوج.

* عامة تستخدم صبغات حساسة من البوتاسيوم والكالسيوم لتمييز الأورثوكليز من البلاجيوكليز غير التوأمي، والذي عامة موجود في الصخور المتحولة والرواسب المشتقة منها.

تحت الضوء الانعكاسي. ويمكن رؤية اللون الأبيض بوساطة فتح الضوء الموجود تحت مسرح المجهر وظهور حزمة متلالئة (لامعة) على سطح الشريحة المجهرية.

٢ ـ السَّرْسَتَة (Sericitization) تكوين ميكا البوتاس: لم يفهم جيدًا أنه في أماكن محدودة ومن خلال العملية الكيميائية تتحول (أو تتبدل) بِنْية السليكات التكتونية

(Tecto-silicates) البلورية لحبات الفلسبار الغنية بالبوتاسيوم إلى بنْية سليكات الفيليت (Phyllosilicate) لمعدن (السيريسيت Sericite ، إللّيت Illite) مؤدية إلى ظهور قشور الإللِّيت بداخل الفلسبار. ويشكل أنموذجي تظهر القشور أولاً على امتداد أسطح حيث بإمكان الماء تخلل هذه الانفصامات والكسور والأسطح التوأمية. وتكون القشور صغيرة (5-10 μ m) في الطول وذات لون انكساري أصفر ـ قِشّي مزدوج.

٣ ـ تكوين المنتموريلنيت (Montmorillonitization): نوع من التغيير اللساني الملتوي والمطابق بشكل مباشر لتكوين ميكا البوتاس (Sericitization) ، فيما عدا أنه تتشكل فلسبارات الصوديوم ـ الكالسيوم. وللمونتمورلنيت نفس الانكسار المزدوج مثل السيريسيت (إللِّيت) ولكن ذات معاملات انكسارية أقل من المرو واللاكسيد (Lakeside).

٤ ـ الكولنة (Kaolinization): يعكس التحويل (التغيير) الكيميائي لأي من فلسبار البوتاسي أو الصودي أو الكلسي إلى كاولينيت، عملية أكثر شدة و/ أو طويلة من التغير مقارنة بتكوين ميكا البوتاس أو تكوين المنتمورلنيت. يمتلك الكاولينيت انكسار مزدوج منخض جدًّا (٠,٠٠٥) ويظهر بلون رمادي قاتم في الشريحة المجهرية. وإذا كانت قشور الكاولينيت صغيرة جدًّا فإنه يظهر مشابه للشيرت (Chert).

ومن الملاحظ أننا عند وصف هذه الأنواع من التغير الكيميائي استخدمنا المصطلح «تغيير أو تحول أو تبديل (Alteration) » بدلاً من المصطلح المحدد «تجوية (Weathering) ». ولأنه أعتبر أنّ تغيير الفلسبارات تعكس ظروفًا مناخية في وقت ما، أو في موقع ترسيب حبيبات الفلسبار فيعكس كل من السيريسيت (إللِّيت) والمونتمورلنيت مناخًا معتدلاً، أما الكاولينيت فيشير إلى مناخ شبه مداري. كما أشارت الدراسات السابقة إلى حدوث تغيير أساسي في حبات الفلسبار بعد دفنها. كما يمكن أن يحدث التغير الكيميائي الداخلي لحبات الفلسبار بسهولة وبسرعة أثناء عملية النشأة المابعدية (Diagenesis) وأيضًا أثناء التجوية السطحية. ولذلك لا يمكن تكوين استنتاجات أو مدلولات خاصة بالمناخ القديم، معتمدين في ذلك على معرفة نوع التغير الكيميائي الحادث ودرجته في الفلسبارات الحتاتية الموجودة في الصخور القديمة.

(ب) المصدر Provenance

كما أشار العالم بلات (Blatt, 1992) إلى أنه توجد معادن الفلسبار في جميع أنواع الصخور المتبلورة تقريبًا، ومن ثم يمكن أن تتكون حبيبات فلسبار في حجم حبات الرمل في صخور نارية جرانيتية وصخور النايس والشيست وبكميات وفيرة. وتتكون الكميات الأقل من صخور كل من الجابرو والبورفيرية والبركانية المافية. فمن بين الصخور النارية، تمدنا صخور الجرانيت بالأورثوكليز والأليجوكليز والميكروكلين والبيرثيت، أما الأنديسين فيأتي من صخور الجرانوديوريت، ويتكون اللابرادوريت في صخور الجابرو. أما المعادن البيتونيت (Bytownite) والأنورثيت فليست شائعة في الصخور النارية وهي نادرة جدًا في أحجار الرمل، بسبب عظم عدم ثباتها في البيئة الرسوبية. وتظهر معادن فلسبارات البلاجيوكليز الممنطق في صخور صهارية (Magmatic rocks) وأكثر شيوعًا في الصخور البركانية عنها في الصخور الباطنية (البلوتونية).

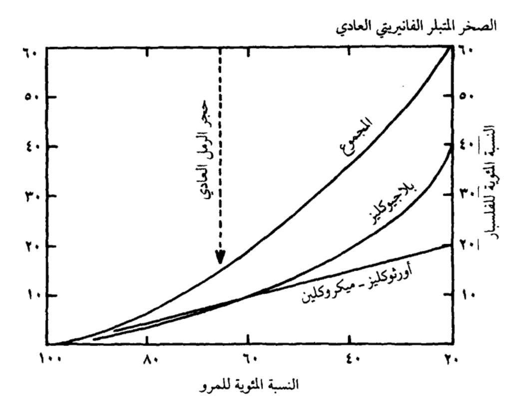
وفي الصخور المتحولة تضاهي نسبة فلسبار الصوديوم/الكالسيوم مع رتبة التحول. فتحتوي صخور سحنات الشيست الخضراء (Greenschist) بشكل تقريبي على الألبايت النقي، وتحتوي صخور سحنات الأمفيبول على الأوليجوكليز والأنديسين، كما تحتوي صخور سحنات الجرانيوليت (Granulite) على الأنديسين واللابرادورايت. والغالبية العظمى للبلاجوكليز في الصخور المتحولة غير متوأمة. ويكون الأورثوكليز ثابتًا فقط في رتب التحول العالية، والتي فيها تتسبب إزاحة الماء في جعل المسكوفيت غير ثابت. ويتشكل الميكروكلين في صخور الميجماتيت (Migmatites) كنتاج لعملية تبلور تابعة لمرحلة مبكرة في عملية إذابة الصخور البلوتونية (Anatexix) والتي تحدث في الجزء الناري في الميجماتيت.

ويضيف بلات (Blatt, 1992) قائلًا أن نسبة الفلسبار ونوعيته في حجر الرمل تعتمد على معدل ونوعية النشاط الحركي (التكتوني) وعلى المناخ. ففي الوضع الحركي المتميز بتصدع كتلي ورفع للقشرة الأرضية مثل ذلك الذي حدث بداخل المِجَنّ في ولاية كلورادو أثنا العصر البنسلفاني، كان الرفع والتعرية والدفن سريعًا وربما احتوى الرمل الناتج على نسبة ٥٠٪ فلسبار. فيكون العامل المشترك بين ارتفاع التضاريس

الطبوغرافي وانخفاض شدة التجوية الكيميائية أنموذجًا لتراكم تتابع رسوبي سميك. بينما يسمح انخفاض التضاريس الطبوغرافي بتقدم وتراجع في البحار فوق القارية (Epicontinental seas) بشكل واسع النطاق حتى يسود الوضع الجغرافي بيئات ذات طاقة حركية عالية. ومن ثم يزيح بزي حبيبات الرمل الناتج جميع الفلسبار تقريبًا. حدث ذلك في الوضع الْمِجَني الهامد في وسط أمريكا الشمالية أثناء باكر حقب الحياة القديمة (الباليوزوي)، حيث أمكن إنتاج كمية قليلة جدًا من الراسب من صخور قشرة الأرض الجرانيتية المنخفضة التضاريس. وبواسطة نشاط الأمواج والتيارات أُعِيد ترسيب وحت هذه الكمية الصغيرة من الراسب بشكل تكراري في الشاطيء وفي مجموعات الكثبان الرملية المعقدة التشابك والتركيب والتي تميز هذه الوضع التكتوني. وبدرجة كبيرة من الأهمية تعتمد أيضًا نوعية الفلسبار والأكثر وفرة في أحجار الرمل على الوضع الحركي الذي تشكل فيه حجر الرمل. فتشيع وفرة البلاجيوكليز عندما يكونا الحت والدفن سريعين والصخور الجرانيتية المكشوفة تكون من ديوريت الكوارتز والجرانوديوريت على امتداد الحواف اللوحية (Plate margins) ، مثل أحجار رمل العصر الثلاثي في ولاية كاليفورنيا. وتكثر فلسبارات البوتاسيوم (أورثوكليز وميكروكلين) من بين مجموعة الفلسبار في أحجار الرمل المتشكل في الأوضاع المِجَنِيَّة، مثل أحجار رمل العصر البنسلفاني في ولاية كلورادو.

وتتأثر نسبة الفلسبار الكلية في حجر الرمل بالتوزيع الحجمي للحبيبات في ذلك الصخر. فبسبب عدم ثبات الفلسبارات الحتاتية النسبي تكون هذه الحبيبات عادة أنعم (أو أدق) من حبات المرو المصاحبة. ونتيجة لذلك، ليس من المستغرب أن تجد، على سبيل المثال، الرمل المتوسط الخشونة والمحتوي على ٩٠٪ مروًا تكون نسبة الفلسبار فيه ١٠٪. بينما في الرمل الناعم تكون نسبة المرو ٨٠٪ والفلسبار ٢٠٪. وفي الغرين الناعم تكون نسبة المرو ٧٠٪ والفلسبار ٣٠٪. ومن ثم تتناقص نسبة الفلسبار إلى نحو ٥٪ في الغرين المتوسط الخشونة، حيث تتسبب الزيادة السريعة في نسبة حجم/سطح الحبيبات الأصغر في زيادة سرعة معدل حل وذوبان الفلسبارات. ويحتوي حجر الوحل العادي على نحو ٥٪ فلسبار. أما الجزء ذو الحجم الطيني فغالبًا لا يحتوي على فلسبار.

ويلخص شكل (١٢٩) العلاقة بين وفرة ونوعية الفلسبارات وأيضًا علاقة ذلك

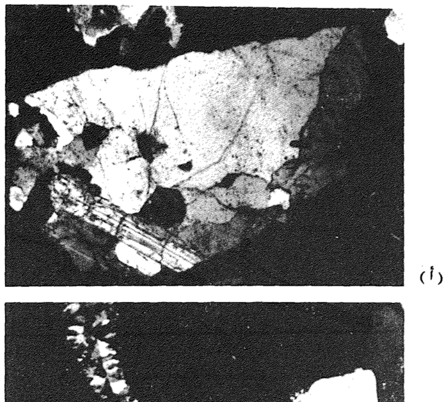


شكل (١٢٩). يوضح العلاقة بين التركيب المعدني ووفرة الفلسبارات في أحجار الرمل. النسبة المئوية لم تحسبِ بواسطة المرو والفلسبار وهي نسبة مئوية لكسر صخرية غير ثابتة بالإضافة إلى المعادن الطينية. (عن: Blatt, 1992)

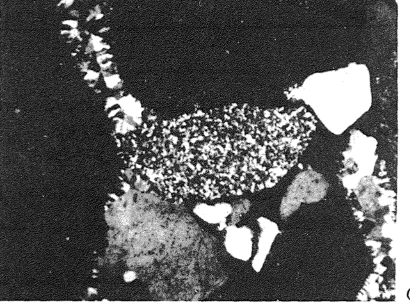
بنسبة المرو في أحجار الرمل. مع ملاحظة أنه لم تعلل نسبة الحبيبات الحتاتية بوساطة المرو والفلسبار كنسبة لِلْكِسَر الصخرية غير الثابتة مع المعادن الطينية.

٣ ـ الكِسَر الصخرية Lithic fragments

وطبقًا لما جاء به العالم بلات (Blatt, 1992) ، (شكل ١٣٠)، تشكل قطع صخر المصدر المتعددة التبلور (Polymineralic source rocks) ، نحو ١٥ ـ ٢٠٪ في حجر الرمل العادي ولكنها تعطي أكثر من ١٥٪ معلومات عن صخر أصل المصدر (Provinance) فهي ليست كحبات المرو والفلسبار، فقطعة من البازلت أو شيست الميكا في حجر الرمل إثبات حاسم ومحدد لطبيعة صخر المصدر. فهذه الكِسَر ليست فقط تشير إلى ما إذا كان صخر المصدر صخرًا ناريًا متحولاً، ولكن أيضًا يمكن أن تظهر



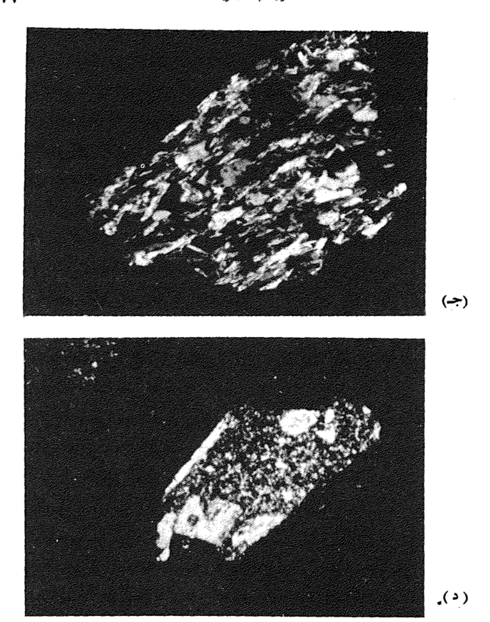
(أ)



(ب)

شكل (١٣٠). صورة مجهرية لِكِسَر صخرية بحجم حبة الرمل الخشن ذات مظاهر مميزة. (عن: (Blatt, 1992

(أ) كِسَر جرانيتية (رمادي داكن يمين) وبلوره بلاجيوكليز توأمية (أسفل يسار).
(ب) كِسْرة شيرت (وسط) محاطة بثلاثة كِسْرات شيرت مُجهرية نحيلة (مبرقشات سوداء مع رمادية) وكِسْرات مروية عديدة (أبيض ورمادي). بلورات من لاحم مروي متطاولة قد نمت من أسطح حبيبة الشيرت لكي تُلْحِم الحبيبات.


(جـ)
(د)

تابع شكل (١٣٠).
(جـ) كِسْرة شستية من المرو والميكا محتوية على قليل من البلورات المعدنية المعتمة.
(د) كِسْرة صخـرية بركـانية، محتوية على ثلاثة بلورات فلسبار بوتاسي متغيرة (أحـدها كاملة التبلر) وقشرة ميكا كبيرة (على حافة الحبيبة ـ أعلى اليسار) موجـودة في فرشـة أرضيـة من بلورات فلسبارية ذات انكسارات مزدوجة منخفضة، ربما مرو وفلسبار بوتاسي.

هذه الأشياء كمحتوى سيليكا الصهارة، معدل سرعة تبلورها أو ميزة الصخور الرسوبية قبل تحولها والتي تشكل منها الصخر المتحول.

وبالرغم من إمكانية وجود أي نوع من الكِسَرْ الصخرية في حجر الرمل، إلا أنّ بعض الأنواع تكون أكثر شيوعًا من غيرها. والعوامل التي تحدد أي الأنواع سيوجد في حجر الرمل هي الآتي:

١ - وفرتها الحقيقية في حوض الصرف.

٢ - موضعها في حوض الصرف، هل هي في المناطق المرتفعة أم المنخفضة.

٣ - سرعة أو قابلية تأثر الكِسَر الصخرية للهدم الكيميائي والفيزيائي (الميكانيكي) بوساطة العملية الرسوبية.

٤ - حجم البلورات بداخل هذه الكِسَرْ.

ومن الواضح أنه كلما كان امتداد مساحة صخر المصدر كبيرًا كلما كانت الفرصة سانحة لوجود قطع من الكِسَرْ في أسفل المجرى، وقد ذكرنا آنفًا ارتفاع معدلات الحت في المناطق ذات التضاريس المرتفعة.

يمكن إيضاح أهمية العاملين (٣)، (٤) احتمالية بقاء الكِسَر الصخرية، باعتبار كِسَرْ صخور الوحل. فتشكِّل صخور الوحل ثلثي العمود الطبقي، ومحتمل أن يكون معظم الوحل من الطين الصفحي، ولذلك ربما نتوقع أن تكون غالبية الكِسَرْ الصخرية في حجر الرمل كِسَرًا من الطين الصفحي. إلا أنّ ذلك هو عكس ما نجده، فكِسَر الطين الصفحي غير شائعة في الصخور القديمة. وتفسير ذلك هو أن كِسَر الطين الصفحي لا تنقل من الناحية العملية، لأنها رخوة أو هشة جدًا، هذا بالإضافة إلى أنها تتفلق وتتجزأ بسرعة على امتداد أسطح التورق (Fissility surfaces). ولذلك تكون ذات احتمال بقاء منخفض. وامتدادًا لهذا الأساس نتوقع أن كِسَر الجابرو ستكون ممثلة بضعف (أو سيئة التمثيل) بسبب عدم ثباتها الكيميائي مقارنة بالجرانيت، وستكون كِسَرْ أحجار الرمل القديمة نادرة بسبب سهولة التكسر الذي يحدث لها أثناء النقل ولأن أكثر موادها اللاحمة شيوعًا من الكلسيت والهيماتيت. ومعظم الكِسَرْ من أحجار الرمل القديمة بقاءً ستكون إما مروًا ملتحمًا (مسمنت)، (حجر رمل مروي)، أو شيرتًا.

وتحدد حجم البلورة بداخل الكِسَرْ الصخرية حجم الكِسرة الأدنى اللازم لبقاء

الكِسرة ذاتها، فمثلاً لا يمكن أن تتشكل كِسرة من الجرانيت في حجر رمل دقيق الحبيبات لأنّ الكِسرة تجنح لأن تنكسر على امتداد الحدود البلورية، وأن البلورات في صخر الجرانيت أخشن من الرمل الناعم ذاته. إلا أنه يمكن أن تتشكل كِسَر من الريوليت أو الشيرت بسهولة وبأحجام مساوية لحبيبات الرمل أو بأي حجم آخر. إنّ تجاهل هذا العامل يمكن أن يقود إلى تضاربات جيولوجية قديمة خاطئة. كما أنه بات من الواضح أن تفسير الجيولوجية القديمة لأعلى المجرى من دراسة خصائص حجر الرمل ليست حدثًا صريحًا عندما يحتوي حجر الرمل على قِطَع من صخر المصدر ذاته.

حركية الألواح Plate tectonics

على الرغم من أن العديد من التتابعات السميكة من الصخور الحتاتية الخشنة الحبيبات تحتوي على مجموعة متنوعة من أنواع الكِسَر الصخرية بينما هناك تتابعات أخرى كثيرة يسودها نوع واحد من هذه الكِسَر الصخرية. فمثلاً، وصف العالم (Lockwood, 1971) تسعًا وعشرين حادثة معروفة من الإرسابات الرسوبية مؤلفة من كِسَر سربنتين، ويمتد نطاق هذه الرواسب الزمني من باكر دهر الحياة القديمة حتى عصر الهوليسين وهي مصاحبة أو مرتبطة بالتقاربات اللوحية الماضية والحاضرة. وتتكون أحجار الرمل الصخرية، من العصر الديفوني لحزام جبال الأبالاشي، أغلبها من كِسَر شيستية نتجت عن طريق تقارب لوح أمريكا الشمالية مع اللوح الأفريقي أثناء حقب الحياة القديمة. وتجنح أحجار الرمل التَّجَبُّلِيَّة، من العصر الثلاثي لجبال الألب، لأن تسودها حبيبات صخرية ذات أصل رسوبي، خاصة كِسَر الصخور الكربوناتية. أما أحجار الرمل الناتجة من تقارب اللوح الباسفيكي (لوح المحيط الهادي) الغربي مع حافة اللوح الآسيوي الشرقي أثناء فترة المائتي عام الماضية فهي غنية وبشكل خارق بِكِسَرْ البازلت. إن أوضح مثال على مثل هذه العلاقة بين نوعية الكِسَر الصخرية في حجر الرمل والوضع الحركي اللوحي هو ظهور كِسَر صخرية مافية في أوضاع البركنة القعيرية العظمى المشاركة للجزر القوسية وحواف التقارب اللوحي. وتعطي حافة حوض المحيط الهادي العديد من الأمثلة على نشأة الرواسب البركانية البحرية في هذا الوضع وخلال فترة حقب الحياة الظاهرة. ولقد أدلى الكثير من البحاث بالعديد من الأمثلة من

شتى بقاع العالم، انظر (Blatt, 1992).

كما توجد علاقة واضحة أخرى بين نوع الكِسَر الصخرية في حجر الرمل والوضع الحركي اللوحي وهي المزاملة بين الكِسَر الصخرية الجرانيتية الغنية بالبوتاسيوم والتصدع الكتلي المِجَني البَيْني (أو الضِّمْني). ولقد ذكر العالم (Blatt, 1982) العديد من الأمثلة لهذه العلاقة، حيث سجلها كثير من البحاثة. وكل مثال من هذه الأمثلة مرتبط بوضع غير بحري ومؤلف من حجر رمل صخري خشن ودملوك جرانيتي مترسب على مروحة طميية، أنتج بوساطة تصدع كتلي شدِّي وتشكيل الخسائف والنُتُوْ (Horsts & Grabens) في صخور القاعدة المِجَنِيَّة. انظر (Blatt, 1982). ولمزيد من التفاصيل والأمثلة ذات العلاقة الأخرى راجع: Blatt, (1982, 1992); Selley, (1994); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

وبإمكان الحواف اللوحية المتقاربة أن تسبب تشكيل التتابعات السميكة من الصخور الحتاتية الصخرية سواء البحرية وغير البحرية والتي تحتوي على مدى واسع من الكِسَر الصخرية الرسوبية أو الشيستوزية المتحولة.

٤ ـ المعادن الإضافية Accessory minerals

تشمل المعادن الإضافية في أحجار الرمل جميع المعادن الحتاتية فيما عدا المرو والفلسبارات، على الرغم من أن المايكات (Micas) اُسْتُبْعِدَتْ على حد أنموذجي من المجموعة المعدنية الإضافية، وذلك بسبب شكلها الصفائحي الفائق والذي يكسبها سلوكًا شاذًا أثناء النقل. وبإمكان أي من المعادن الموجودة في الصخور النارية والمتحولة أن تظهر في أحجار الرمل وتعتمد كمية المعادن الإضافية النسبية في حجر الرمل على وفرة كل معدن في صخر المصدر واحتمالية بقائه أثناء كل من التجوية والنقل وعملية النشأة المابعدية وعلى كثافته النوعية. وبسبب المدى الواسع في الكثافات النوعية للمعادن الإضافية الشائعة، توجد بوجه عام تفرقة مهمة بينهم أثناء النقل (الرواسب المكيثية). إن المدى في الكثافة النوعية بين المعادن الإضافية الشائعة هي **٣ ـ ٥,٢**. وبشكل مغاير فإن المدى بين المرو والفلسبارات هو **٢,٥٦ ـ ٢,٧٦ فقط**.

فيما عدا المايكات (Micas) لا توجد معادن حتاتية شائعة ذات كثافة نوعية ضمن

المدى ٢,٨ - ٣,٠، وتعتمد الطريقة المعتادة لفصل المرو والفلسبار من المعادن الإضافية على هذه الحقيقة. يُلْقَى بالرواسب المفككة (أو الرمل المفرق) في سائل ذي كثافة نوعية في حدود ٢,٨ - ٣,٠، والنتيجة هي طفو المرو والفلسبار بينما المعادن المعادن الإضافية الأخرى تغرق أو تغوص (انظر: الجزء الأول لهذا الموضوع). ولهذا السبب سميت المعادن الإضافية (Accessory minerals) بالمعادن الثقيلة (Heavy minerals). وبشكل أنموذجي، تشكل المعادن الثقيلة أقل من ١٪ من مكونات حجر الرمل. وعامة ترتبط هذه النسبة المئوية بشكل عام بنسبة الكِسَر الصخرية في الجزء المعدني الخفيف للصخر وخاصة نسبة الكِسَر الصخرية المتحولة. وتقترح النسبة المئوية العالية من الكِسَر الصخرية المتحولة أن نسبة المعادن الثقيلة العالية ربما تكون موجودة (قد تصل إلى ٣٪) لأن معظم أجناس المعادن الثقيلة في أحجار الرمل نشأت في صخور متحولة. وهذه حقيقة لأن الصخور المتحولة تتشكل في مدى أوسع نطاقًا من حيث الحرارة والضغط مقارنة بالصخور النارية، مما يسمح لعدد كبير من الأجناس المعدنية الثقيلة أن تتبلور. ومن أجل تحديد أصل المصدر (Provenance) يكون من المفيد أن تجمع المعادن الإضافية طبقًا لنوعية الصخر المتبلور الذي تشكلت فيه عادة هذه المعادن (جدولي ١٨، ١٩). ولسوء الحظ أن العديد من المعادن الإضافية الشائعة في أحجار الرمل مثل الزركون والتورملين والمجنيتيت تتشكل بوفرة في كل من الصخور النارية والمتحولة. وتظهر بعض المعادن مثل التورملين بألوان متنوعة وربما يرتبط الاختلاف في اللون بأصل المصدر. فعلى سبيل المثال، يعتقد أن التورملين البني مميز للصخور المتحولة.

وتمتلك معظم المعادن الثقيلة احتمالية بقاء منخفضة بسبب عدم الثبات الكيميائي والفيزيائي (أو الميكانيكي). وهناك طريقة واحدة لتقدير الثبات الكيميائي في البيئة الرسوبية، وهي فحص أحجار الرمل لكي تحدد أيًا من المعادن يمكن أن ينمو بسرعة (أو بسهولة) في الرواسب. وبالتأكيد نجد أن كلاً من الكلسيت والمرو والهيماتيت وقليل من المعادن الأخرى تنمو كمواد لاحمة (Cements). وأحيانًا تترسب فلسبارات البوتاسيوم والصوديوم (أورثوكليز والبايت على التوالي) من المياه الجوفية أثناء عملية النشأة المابعدية (Diagenesis). إن المعادن الإضافية الوحيدة والمعروفة بنموها في الرواسب هي الزركون والتورمالين وأكاسيد التيتانيوم مثل الروتيل والأناتاس.

جدول (١٨). المعادن الإضافية الشائعة في أحجار الرمل وأنواع الصخور المتبلورة التي تنشأ فيها هذه المعادن أصلاً، (عن: Blatt, 1992).

موجودة في صخور نارية	موجودة في صخور متحولة	موجودة بشكل شائع في كلا الصخور النارية والمتحولة
أيجرين	أكتينوليت	إنستاتيت
أوجيت	أندلوسيت	هورنبلند
كروميت	كلوريتويد	هيبرسثين
إلمنيت	كورديريت	مجنيتيت
أوليفين	ديوبسيت	تورمالين
توباز	إبيدوت	زركون
	جارنت	
	جلوكوفان	
	كيانيت	
	جاديت	
	روتيل	
	سليمنيت	
	شتوروليت	
	تريموليت	
	واللستونيت	

وكلما ارتفعت الحرارة والضغط اللذين تتشكل عندهما المعادن الثقيلة في الصخور النارية أو المتحولة كلما قل ثبات هذه المعادن في البيئة الرسوبية، وكلما قل احتمال وجودها في الصخر الرسوبي. فمثلاً رواسب عصر الهوليسين ذات أصل مصدر (نشأة) مناسب، فنجد إمكانية وفرة الأوجيت والهيبرسثين والأوليفين وشيوعتها عن بقية مجموعة المعادن الثقيلة، وهي معادن يندر أن توجد في الصخور الرسوبية القديمة. وجزئيًّا يعود السبب في اختفائها إلى عدم الثبات الكيميائي في نطاق التجوية، والسبب الآخر متعلق بعدم ثباتها كيميائيًّا أثناء عملية النشأة المابعدية.

وعادة تقسم المعادن الثقيلة إلى مجموعتين: معتمة (Opaque) وغير معتمة (Nonopaque)، معتمدين في ذلك على درجة شفافيتها في الشريحة المجهرية (Thin section). ولقد كانت معظم دراسات المعادن الثقيلة في الصخور الرسوبية على الجزء المعدني غير المعتم، وبغض النظر عن كونها تشكل ١٠٪ أو ٩٠٪ من محصول المعادن الثقيلة. ففي حجر الرمل العادي ربما تكون نصف المعادن الثقيلة معتمة لا تنفذ الضوء. ومعظم هذه تكوّن من المجنيتيت والألمينيت والنموات الداخلية منها أو النواتج المُغَيَّرة منها.

وكان أحد البحوث القليلة المنشورة عن المعادن الثقيلة المعتمة في حجر الرمل هو بحث العالم (Hiscott, 1979).

٥ ـ المعادن الثقيلة Heavy minerals

إن أهم ما يستفاد من دراسة المعادن الثقيلة المتوافرة في الرواسب هو معرفة منطقة أو إقليم المصدر (Provenance) لهذه الرواسب. وتشكل المعادن الثقيلة (جدول ١٩) الأقلية العظمى من بين المعادن الأخرى إلا أنها أكثر المعادن مقاومة لأحداث النقل وإعادة الترسيب، ويشار إليها بمصطلح المعادن الثابتة أو المقاومة (Stable minerals). وتوجد عدة طرق لفصل المعادن الثقيلة من المعادن الخفيفة (Light minerals) إلا أن طريقة الفصل باستعمال سائل البروموفورم هي الأكثر انتشارًا واستخدامًا.

ومن الطبيعي أن تمتلك المعادن الثقيلة كثافة نوعية أكبر من كثافة سائل البروموفورم ($CHBr_3$; Sp. Gr. = 2.90) على سبيل المثال، والكثافة النوعية لمعدن المجنتيت (Sp. Gr. = 5.18)، والبيريت (Sp. Gr. = 4.96)، والزركون (Sp. Gr. = 4.72)، والجارنت (Sp. Gr. = 4.19)، والتورملين (Sp. Gr. = 3.07) ولذلك تستقر المعادن الثقيلة في قاع الإناء الحاوي على سائل البروموفورم بينما تطفو المعادن الخفيفة في أعلى الإناء مثل الكوارتز حيث كثافته النوعية (Sp. Gr. = 2.65) والفلسبار (Sp. Gr. = 2.56-2.76).

وتتم طريقة فصل المعادن الثقيلة من عينة الرمل كالتالي:

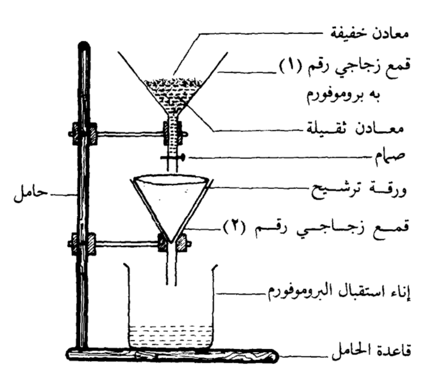
١ ـ تفرغ عينة الرمل في قمع زجاجي خاص رقم (١)، (انظر الشكل ١٣١) مملوء مسبقًا (ثلثيه تقريبًا) بسائل البروموفورم ومحمول على حامل (شكل ١٣١) ثم تحرك العينة

جدول (١٩). يوضح أغلبية المعادن الثقيلة ومصادرها الصخرية.

(عن: Pettijohn 1975, Friedman and Sanders 1978)

صخور المصدر (Parent Rocks)					
صخور نارية Igneous Rocks		عروق حرمائية Hydrothermal Veing	صخور متحولة Metamorphic Rocks		صخور رسوبية Sedimentary Rocks
نارية قاعدية *Basic Igneous = Mafic*	نارية حمضية *Acidic Igneous Felsic*	بيجماتيت *Pegmatite*	عالي التحول *High-rank Metamorphic*	منخفض التحول *Low-rank Metamorphic*	رواسب معاد ترسيبها *Reworked Sediments*
- أناتاس*	- كاستريت	- كاسترين	- مجنيتيت	- تورملين	- باريت
- أوجيت*	- المنيت*	- بيوتيت	- بيوتيت	(حبات صغيرة	- جلوكونيت*
- بروكيت*	- ليكوكسين	- هورنبلند	- هورنبلند	ذات لون بني	- ظر*
- كروميت*	- مجنيتيت	- مونازيت	(أزرق مخضر)	فاتح وكاملة	- مــرو*
- هيبرثين	- أباتيت*	- تورملين		الأجه البلورية	(خاصة المحتوي
- المنيت*	- بيوتيت	(أزرق يعتبر من	- جارنت*	تكتنف جسيمات	على حبات ذات
- ليكوكسين	- هورنبلند	الأحجار الكريمة)	- أندلوسيت*	كربونية).	نمـو متآكـل أو
- مجنيتيت	- مونازيت	- فلوريت	- إبيدوت*	- بيوتيت	مبري).
- أوليفين*	- سفين*	- جارنت	- كاينيت*	- مسكوفيت	- ليكوكسين
- روتيل	- مسكوفيت	- توباز*	- سلمنيت*	- ليكوكسين	- روتيل*
- سربنتين*	- تورملين	- باريت	شتوروليت*	- كسر اردواز*	- تورملين (مستدير)
	(حبات صغيرة	- مسكوفيت	- زيوسيت	- وفيليت	
	وزهرية اللون	- ألبيت		- كسر مرو	- زركون (مستدير)*
	وكاملة الأوجه	- ميكروكلين		- كسر كوارتزيت*	
	البلورية).			(مرو متحول)	- خامات حديد
	- زركون				
	(كاملة الأوجه				
	البلورية).				
	- ميكروكلين				
	- مرو (نوع ناري)			*	

* معادن مميزة للمصدر.



شكل (١٣١). مخطط يوضح طريقة فصل المعادن الثقيلة.

بدقة باستعمال قضيب زجاجي حتى يسمح بغمس جميع الحبيبات في وسط البروموفورم وتتكرر نفس العملية عدة مرات وبحذر.

٢ ـ تستقر المعادن الثقيلة مثل الزركون والتورملين والجارنت والروتيل. . . إلخ، في قاع القمع رقم (١) وتبقى المعادن الخفيفة مثل الكوارتز والفلسبار طافية في أعلى السائل.

٣ ـ يفتح الصمام الموجود في أسفل القمع الزجاجي رقم (١) حتى يسمح بمرور المعادن الثقيلة واستقبالها في قمع زجاجي رقم (٢) (انظر الشكل ١٣١) الذي يحمل بداخله ورقة ترشيح مطبقة بشكل القمع وموضوعة بداخله.

٤ ـ عند مرور جميع المعادن الثقيلة من خلال القمع رقم (١) واستقبالها في القمع رقم (٢) يقفل الصمام وتترك عينة المعادن الثقيلة حتى يتم رشح جميع البروموفورم منها واستقباله في إناء تجميع البروموفورم، (شكل ١٣١).

٥ ـ تزاح ورقة الرشح وعليها المعادن الثقيلة حيث تغسل المعادن الثقيلة بسائل الأسيتون وتترك حتى تجف تحت درجة حرارة غرفة المعمل.

٦ ـ يمرر جميع البروموفورم المتبقي في القمع رقم (١) وتجميعه في إناء التجميع (شكل ١٣١) ومن ثم تترك المعادن الخفيفة حتى تجف.

٧ ـ يتم فحص المعـادن الثقيلة بعـد جفافها تحت المجهر حيث تُعَرَّفْ وتُدَوَّنْ أشكال حبيباتها ويحسب وزنها وتُعَين النسبة المئوية لكل معدن.

ولمزيد من تفاصيل الدراسة العملية عن المعادن الثقيلة يرجع الطالب إلى كل من:
Krumbein and Pettijohn, (1938); Hutton, (1950); Poole, (1958); Bates and Bates, (1960); Milner, (1962); Carver, (1971) and Blatt, (1982, 1992).

ولقـد أشار (Friedman and Sanders, 1978) إلى أن احتواء معظم الرمال على المعادن الثقيلة يتراوح من ١ ـ ٢ في المئة من وزن العينة، ولكن تختلف نسبة المعادن الثقيلة إلى نسبة المعادن الخفيفة من رمل لآخر. وعادة تزداد نسبة المعادن الثقيلة كلما تناقص حجم جسيمات الراسب. وقد يرتفع تركيز المعادن الثقيلة في بعض الرمال نتيجة عمليات ميكانيكية متنوعة مما ينجم عنه تكوين طبيقات ذات سماكة مليمترات إلى عدة سنتمترات وهو ما يعادل ٢٠٪ أو أكثر من مجموع العينة المفحوصة. ويعزى ترسيب المعادن الثقيلة وتركيزها في بعض المناطق إلى ارتفاع كثافتها النوعية لذا تترسب المعادن الثقيلة مع جسيمات مرو أكبر منها حجمًا.

ويستفاد من دراسة المعادن الثقيلة في تمييز صخر الأم أو الصخور الأصلية المساقة منها هذه المعادن (انظر جدول ١٩) ومن ثم معرفة إقليم المصدر (Provenance) ومنشأ الصخـور الحـاملة لها، وعـلى سبيل المثـال يوجـد كل من معدن الأوليفين والروتيل والكروميت والأوجيت والسربنتين فقط في الصخور النارية القاعدية بينما ينحصر وجود كل من معـدن الجارنت والسلمنيت والكاينيت والأبيدُتْ والأندلوسيت في الصخور العالية التحول (راجع الجدول ١٩). وتحتوي المعادن الثقيلة في كثير من الأحيان على معادن معتمة ومعادن شفافة. وتتكون المعادن المعتمة من مجموعة معادن الأوكسيدات (Oxides) مثل الهيماتيت والكبريتيدات (Sulphides) مثل البيريت، وغيره من المعادن المعتمـة والمعـروفة بالخامات المعدنية. وتشتمل مجموعة المعادن الشفافة على مكونات الصخـر السليكـاتية (جدول ١٩). وحيث إن هذه المجموعة تسمح بمرور الضوء المستقطب فإنه يمكن دراستها تحت المجهر بعد وضع حبيبات هذه المعادن على شريحة

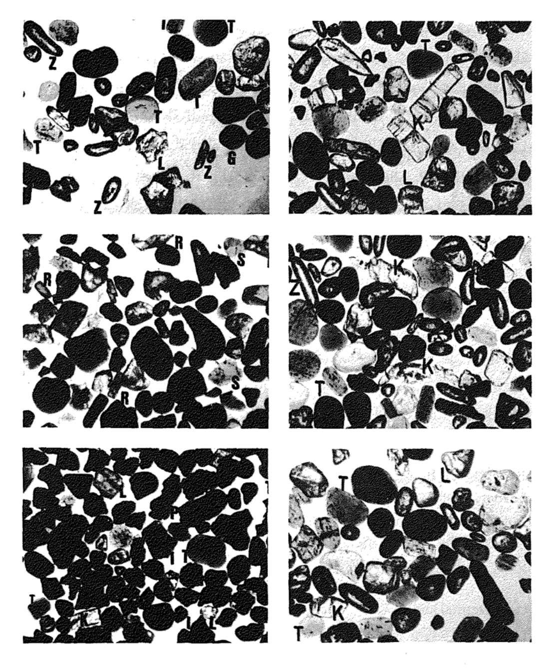
زجاجية، (شكل ١٣٢). ويمكن فصل الحبيبات المغنطة من الحبيبات غير المغنطة وجميعها تقع تحت مجموعة الحبيبات المعتمة ويتم دراسة وتحليل مجموعة المعادن الثقيلة المعتمة بواسطة انعكاس الضوء المستقطب والأشعة السينية كما تدرس مجموعة المعادن الثقيلة الشفافة بواسطة المجهر البتروغرافي والمجهر الماسح الإلكتروني. كما يمكن الاستفادة من المعادن الثقيلة في إعادة بناء الجغرافية القديمة للرواسب الحاملة لها وأيضًا في إعادة تكوين أحواض الصرف القديمة (P. Allen 1967, 1972) وذلك بمشاركة دراسات كل من التيار القديم وتأثير المياه القديمة والسحنات الرسوبية. كما تستعمل دراسة المعادن الثقيلة في أبحاث شركات النفط حيث يمكن بواسطتها التمييز بين أنواع طبقات الرمل في بئر واحدة وأيضًا مضاهاتها بعينات رملية مأخوذة من آبار أخرى حتى ولو لم يعرف مصدر هذه المعادن (Friedman and Sanders, 1978) ويطلق على الإقليم المحتوي على مجموعة المعادن الثقيلة نفسها إقليم المعادن الثقيلة (Heavy-mineral province) وفي معظم الحالات يعتمد تحديد أقاليم المعادن الثقيلة على اختلافات المصدر ولكن بالإمكان تعريف هذه الأقاليم حتى إذا لم تستوف معرفة المصدر.

لمزيد من المعلومات المتقدمة عن المعادن الثقيلة يمكن الاستعانة بالمراجع العلمية التالية:

Blatt, (1992); Boggs, (1995); Pettijohn, (1975); Friedman and Sanders, (1978); Leeder, (1982); Hand, (1967); Kaye and Mrose, (1965); Stapor, (1973); Tourtelot, (1968); White and Williams, (1967); Nandi, (1967); Gastil et al., (1967); Keller and Littlefield, (1950).

٦ ـ الميكا Mica

ولقد أفاد العالم بلات (Blatt, 1992) أن الميكات الحتاتية (Detrital micas) ذات الحجم الرملي بمثابة المكون الثانوي (أو غير الهام) لمعظم أحجار الرمل. وتكثر وفرتها في أحجار الرمل الناعمة المحتوية على كِسَر صخرية ميكائية (Micaceous) متحولة بكميات وفيرة. ولم يعرف بعد الوفرة النسبية لكل من البيوتيت والكلوريت والمسكوفيت في أحجار الرمل. ويمكن بشكل عام رؤية البيوتيت البُنِّي أو الأخضر في الشريحة المجهرية متغيرًا إلى كلوريت أخضر باهت مع تطور «انكسار مزدوج شاذ» (Anomalous birefringence)، فيختلف اللون المِزْرق عن اللون الأزرق للانكسار



شكل (١٣٢). نماذج لبعض المعـادن الثقيلة الشائعة في متكوني البياض والوسيع، شبه الجزيرة العربية. (عن: Moshrif, 1976)

G = Garnet; I = Illmenite (Irregular shape, black); K = Kyanite; L = Leucoxene; P = Pyrite (aggregated black grains); R = Rutile; S = Staurolite; T = Tourmaline; Z = Zircon.

المزدوج العادي. ويتشكل البيوتيت البُنِّي في قليل من أحجار الرمل على هيئة قشور بلورية سداسية مكتملة (Auhedral hexagonal flakes) ذات وضع بلوري مثالي (أو كامل) يعكس التبلور في الصهارة (اللافا) وغياب تأثير حبة على أخرى في البيئة الرسوبية. نحن نستنتج أو نستدل على أن قشور البيوتيت كانت بُنِّية عندما خرجت من البركان. وتوجد بشكل أنموذجي هذه القشور في أحجار الرمل التي تحتوي على إثبات آخر لمصدر النشأة البركاني مثل كِسَر الريوليت وحبات الساندين والمرو المحاط بخطوط بيتا.

ومن الناحية الحجمية فإن معدل المسكوفيت يكون غير شائع في الصخور الجرانيتية، لأن معظم البوتاسيوم اللازم لتشكيل المعدن يذهب بدلاً من ذلك إلى تشكيل الفلسبارات البوتاسية أثناء عملية التبلور. وتقترح شيوعة المسكوفيت في حجر الرمل اشتقاق (أو انسياق) من صخور متحولة. وبالعكس، فإن وجود البيوتيت في أنواع واسعة النطاق من الصخور المتبلورة، وأيضًا نسب الحديد والمغنسيوم في البيوتيت يعكسان التركيب المعدني للصخر الذي تشكل فيه البيوتيت. ولسوء الحظ فإن هذه الاختلافات الكيميائية ليست ظاهرة بوضوح في خواص الميكا المرئية تحت المجهر (معاملات الانكسار واللون والانكسار المزدوج).

٧ ـ الجلوكونيت Glauconite

لقد أشار (McRae, 1972) إلى أن الجلوكونيت الحتاتي يوجد في حجر الرمل ككريات (أو كعقد بيضية الشكل Ovoid pellets) خضراء قاتمة بُنِّية عندما تتأكسد وبحجم حبة المرو المرافقة تقريبًا. وعامة فإن الجلوكونيت عديم البِنْية، والخفي إلى دقيق التبلور مؤلف من مواد متكتلة من سليكات صفحائية (Phyllosilicate) غنية بالحديد وتحتوي على البوتاسيوم ذي أصل نشأة متنوعة. وربما تكون كريات الجلوكونيت الكتلية حطامًا طينيًا، آتيًا من أرضية قاع البحر، الذي مر خلال الجهاز الهضمي للكائنات المسلكية البحرية، ومن ثم أصبح بيضي الشكل.

وليس الجلوكونيت مقيدًا بنوع خاص من حجر الرمل إلا أن كُرَيَّات (Pellets) الجلوكونيت أكثر شيوعًا في أحجار رمل مروية نقية بشكل أساسي وذات أصل نشأة بحري ضحل.

يظهر الحطام الفوسفاتي بشكل أنموذجي، إما على هيئة كُرات بيضية الشكل وسرئيات أو كِسَر صدفية من عضديات القدم (Brachiopoda) المعروفة باللنجيولا (Lingula).

وأشار بلات (Blatt, 1992) إلى أن الرمال الجلوكونيتية (Glauconitic) الخضراء وأحجار الحديد الكاموسيتية (Chamositic ironstones) توجد بشكل شائع فوق التتابع السحني المُخْشَنْ أو الضحل في الاتجاه العلوي. وتكون معظم هذه الطبقات ذات تطبق متقاطع ومسلكية وبعضها تكون متداخلة مع أرضية صخرية حديدية أو متفسفتة (Phosphatized)، مشيرة إلى فترة ترسيبية توقفية (Diastem) وإسمنتة تحت بحرية. وظهرت الطبقات الجلوكونيتية والكاموسيتية بشكل شائع في أزمنة كانت عندها الكتل الصخرية المِجَنْية منتشرة بشكل واسع النطاق وكان منسوب ماء البحر عاليًا، أثناء عصور الكامبري والأوردوفيشي والكريتاوي، ولكن لم يعرف السبب المصاحب لذلك بَعْد.

إعادة دورة الحبيبة Grain recycline

إن اهتمامنا بمعدنية الرمل حتى الآن كانت مركزة حول الإجابة عن سؤالين هما:

١ ـ ما هي المعادن الأكثر وفرة (والكِسَر الصخرية) في أحجار الرمل؟

٢ ـ هل أصل نشأة هذه المعادن في صخور نارية أو متحولة؟

وذلك ما كنا مهتمين به كمصادر نهائية للحبيبات. إلا أن نحو ثلثي السطح القاري مغطى بصخور رسوبية وليس بصخور نارية ومتحولة. وإذا أردنا أن نصمم خريطة جغرافية قديمة مضبوطة (أو دقيقة) للعصر الديفوني أو الجوراوي فيلزما تحديد أي من حبات الرمل الآتية مباشرة من مصادر نارية أو متحولة وأي منها كان متحررًا من صخور رسوبية أقدم. لذلك يجب علينا التمييز بين المصادر النهائية أو القصوية أو الأخيرة (Ultimate sources) والمصادر المباشرة أو القريبة (Proximate sources) فربما حبيبات المرو أو الجارنت في حجر الرمل الجوراوي انطلقت أخيراً من حجر الرمل الترياسي وقبل ذلك كانت مستقرة في صخر الوحل البرمي أو في دُمْلوك أوردوفيشي، وقبل ذلك تحررت من صخور نايس حقب الحياة البدائية (Proterozoic gneises).

هناك أربعة سبل مستخدمة حاليًا لتمييز المصادر القصوية من المصادر القريبة، وهي:

١ ـ تحديد النسبة المئوية للمرو بين الحبيبات الحتاتية، ويعد السبب المباشر في ذلك هو إعادة الترسيب (Reworking) عبر فترات طويلة من الزمن، لأن ذلك يتطلب إزاحة تامة لجميع الفلسبارات والكِسَر الصخرية من حشد (Assemblage) حبيبات الرمل. ولذلك إذا كان حجر رمل مؤلفًا كلية من مرو، فمن المحتمل أن تكون الحبيبات مشتقة (أو منساقة) من أحجار رمل أقدم بدلاً من أنها أتتْ مباشرة من صخر ناري أو متحول.

٢ ـ تحديد النسبة المئوية للمعادن الإضافية الفائقة الثبات (Superstable) في حشد المعادن الثقيلة. أن السبب المباشر في ذلك هو للمرو نفسه. إن أعظم المعادن الثقيلة غير المعتمة مقاومة هو الزركون والتورملين والروتيل، ولذلك فإنَّ المؤشر (أو الدال) ز ت ر (ZTR) هو المقياس أو المعيار (Criterion) المستخدم الشائع لإظهار أهمية إعادة الدورة.

٣ ـ تحديد درجة استدارة (أو تكور) حبيبات المرو. فهي تحتاج إلى بري متكرر عبر فترات طويلة من الزمن سواء كان ذلك في بيئة شاطئية أم كثبانية لكي تنتج حبة مرو جيدة الاستدارة من بين الحبيبات المزواة المتحررة بواسطة الصخور المتبلورة (نارية أو متحولة). ومن ثم يشير حشد الحبيبات الجيدة الاستدارة ليس فقط إلى بيئات الإرساب بل أيضًا إلى إعادة الدورة. ومن الملاحظ أن معظم الرمل المروي النقي في العمود الجيولوجي يتكون أغلبيته من حبيبات مستديرة بشكل جيد أو حَسَن.

٤ ـ دراسة وجود نمو ثانوي محدود أو متآكل على حبيبات المرو. أنه من الشائع أن تجد مروًا ثانويًا مترسبًا من مياه جوفية على أسطح حبيبات مرو حتاتي. وفيما بعد، ربما تفكك الصخر وتحررت، ومن ثم انبرت حبات المرو. ويمكن رؤية النموات المتآكلة (Abraded overgrowths)، (شكل ١٧جـ)، في شرائح مجهرية لحجر رمل مترسب متأخر يشتمل على حبيبات مفرطة النمو. وتشكل النموات المحيطة بحبات الرمل إثبات ممتاز لإعادة الدورة (Recycling). ولسوء الحظ، أن حبات المرو ذات النموات المعاد دورتها تكون غير شائعة في أحجار الرمل، وقد يكون السبب لذلك هو

أن معـظم أحجـار الرمل مسمنتة (ملتحمة) بالكلسيت عوضًا عن المرو أو ربما لأن النموات تكون منفصلة عن حبيباتها المضيفة قبل إعادة الترسيب (Kennedy and Arikan, 1990) .

لقد بات واضحًا أن المفتاح المعدني لتقويم وفرة الصخور الرسوبية الأقدم في حوض الصرف هو المـرو. فتحدد نسبته المئوية وشكل حباته بسهولة من الدراسات البتروغرافية (Petrographic studies) ، وتخدم هذه المتغيرات كأحجار ركنية (Cornerstones) للتـحـليل الحـوضي الصرفي (Drainage basin analysis). ولـقـد استخـدمت دوال أو مؤشرات عدة على إعادة الدورة لكي نقيم تقييمات كمية لنسبة الرواسب الأقدم الموجودة في أعلى المجرى. فمثلاً: نسبة المرو + الشيرت إلى الفلسبار + الكِسَر الصخرية أو نسب المرو الأحادية التبلور إلى حبيبات المرو المتعددة التبلور والأكثر هشاشة. وبالإمكان استنباط مؤشرات أخرى من أجل حالات أو ظروف خاصة.

ولمزيد من المعلومات المتعلقة بتركيب أحجار الرمل والبيئة الإرسابية التي تتخطى مستوى هذا المقرر الدارسي ينبغي الاستعانة بالمراجع التالية:

Greensmith, (1971); Blatt, (1982, 1992); Ehler and Blatt, (1982); Williams *et al.*, (1982); Selley, (1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

تأثير عمليات النشأة المَابَعْدِيَّة (Diagenesis) على مسامية أحجار الرمل

عـرف مفهـوم العمليات المابَعْدِيَّة من كثيـر من البحاث منذ أن استخدمـه (Von Cumbel, 1888) لأول مرة. وقام العالم (Dunoyer de Segonzac, 1968) بمراجعة هذا الموضوع وإعطاء صورة شاملة عنه منذ عام ١٨٦٦ حتى ١٩٦٦م من حيث تاريخه وتسمياتـه واستخـداماته. وبما أن العمليات المابعدية النشأة (Diagenesis) تضم في مفهومها جميع العمليات التي تحدث أو التي يتعرض لها الراسب المترسب توًا وما تشتمل عليه هذه العمليات من تغيرات في هذا الراسب بعد الترسيب (Post-depositional) ولكن قبـل عمليات التحـول (Pre-metamorphic processes) والتي تؤثر في الراسب وتحوله من راسب رسوبي إلى صخر متحول. فإننا نقتصر هنا على اقتباس تعريف (Pettijohn, 1957) لهذا المصطلح والذي ينص على الآتي:

تشير العمليات المابَعْدِيَّة النشأة (Diagenesis) بشكل بدائي إلى التفاعلات التي تحدث داخل الراسب بين معدن وآخر أو بين معدن وعدة معادن والسوائب الموجودة بين هذه المعادن.

ويقتصر هذا التعريف على العمليات الكيميائية وتمييزها عن العمليات الفيزيائية مثل عملية الإحكام والدموج (Compaction) والتي تمت مناقشتها في الفصل الثاني.

وقام بوصف وشرح العمليات المابَعْدِيَّة النشأة التي تحدث في أحجار الرمل كثير من البحاث منهم:

Pettijohn *et al.*, (1972); Folk, (1974); Larsen and Chilingar, (1962); Pettijohn, (1957, 1975); Schere, (1987); Blatt, (1982, 1992); Selley, (1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

ولكن العالم (Dapples, 1967) صنف العمليات المابعدية النشأة لأحجار الرمل بمنهاج مستمر وذي اتجاه واحدة ويتكون هذا المنهاج من ثلاث مراحل أطلق عليها على التوالي المصطلحات:

١ ـ Redoxomorphic phase وتعني مرحلة الأكسدة والاختزال.

٢ ـ Locomorphic phase وتعني مرحلة السمنتة والالتحام.

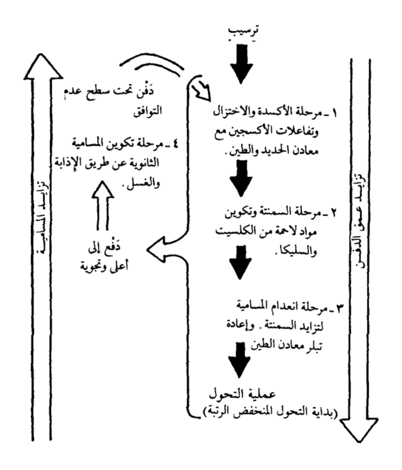
٣ ـ Phyllomorphic phase وتعني المرحلة الواقعة أو الفاصلة بين حد عمليات النشأة المابعدية والتحول المنخفض (Low-grade metamorphism)، (انظر الشكل ١٣٣). ولكن من المحتمل عند أي مستوى خلال هذه المراحل قد يندفع (Uplift) أو يُدْفَع بحجر الرمل إلى سطح الأرض ومن ثم يكون عرضة لعملية التجوية، حيث يؤدي هذا إلى حدوث مرحلة رابعة لهذا المنهاج المتتابع أطلق عليه المصطلح.

٤ ـ Epidiagenesis phase وتعني مرحلة ما بعد النشأة المابعدية أو مرحلة تكوين مسامية ثانوية والتي من الممكن أن تكون تحت سطح عدم التوافق (Unconformity).

والآن سوف نناقش بالتفصيل هذه المراحل الأربعة من العمليات المابَعْدِيَّة في أحجار الرمل ومدى تأثيرها على مسامية هذا الصخر، كما أوجزها (Selley, 1976).

١) مرحلة الأكسدة والاختزال

تتم مرحلة الأكسدة (Oxidation) والاختزال (Reduction) في الرمل عندما يترسب فيتعرض أولاً للعمليات الفيزيائية الضرورية مثل عملية الإحكام أو الدموج،



شكل (١٣٣). يوضح العلاقة بين النشأة المابعدية لحجر الرمل ومساميته. (عن: Selley, 1976, 1990)

التراص (Compaction) وطرد أو استخراج الماء (Dehydration or Dewatering) من بين مساماته الأولية. ثم يتعرض للتغيرات الكيميائية النشأة المبكرة والتي تشتمل على الأكسدة والاختزال ومنها اشتق مصطلح (Redoxomorphic phase) لهذه المرحلة. وتحدث هذه التفاعلات بشكل مبدئي بين الأكسجين والحديد (Iron) والكبريت (Sulphur) والمواد العضوية (Organic matter).

ففي حالة الرمل المترسب فوق مستوى معدل سطح الماء وبنفاذية عالية فإنه سيتعرض إلى تفاعلات تأكسد. وذلك بسبب أن محتوى المسامية يصْبح عرضة لهواء طليق ومياه جوفية مشبعة بالأكسجين (Oxygenated ground water). ومن ثم تتأكسد المواد العضوية وتتأكسد أيضًا مركبات الكبريت وتُنْقَل كمحلول من أيونات الكبريتات.

ويبقى الحديد كأكسيد حديد (Ferric oxide) وهو ذو لون أحمر ويتشكل بشكل غلاف خفيف حول الحبيبات الحتاتية (يظهر تحت المجهر). وربما مختلط مع طين الأرضية. ولهذا السبب نجد أن معظم (وليس كل) أحجار الرمل المُحْمَرة ذات نشأة قارية هوائية ونهرية.

وبشكل متناقض في حالة الرمل الطيني الدقيق الحبيبات (Argillaceous sands) الموجود تحت مستوى معدل سطح الماء وبنفاذية منخفضة فإنه سيكون عرضة لتفاعلات اختزالية شائعة ويعود ذلك لقلة الهواء الطليق، وربما تبقى أو تحفظ المواد العضوية كما هي ويتشكل معدن البيريت (Pyrite) من ارتباط عنصر الحديد مع عنصر الكبريت وهذا الارتباط بين المواد مع غياب أكسيد الحديد الأحمر يعطي الراسب لونًا رماديًا مخضرًا.

يفقد الرمل مساميته الأولية ببطء من خلال هذه المرحلة من الأكسدة والاختزال للعمليات المابعدية النشأة. ولكن يعود هذا بشكل مبدئي إلى تأثيرات عملية الإحكام واستخراج الماء عوضًا عن التأثيرات الكيميائية المابعدية النشأة. ويتناقض هذا مع تأثيرات المرحلة الثانية من العلميات المابعدية النشأة لأحجار الرمل.

٢) مرحلة السمنتة والالتحام

تشتمل هذه المرحلة المسماة (Locomorphic phase) بشكل مبدئي على السمنتة (Cementation) أو الالتحام.

ويعرف اللحام أو اللاحم (Cement) بالمادة المتبلورة والتي نشأت ونمت في مسامات الراسب بعد ترسيبه. ويجب تمييزه عن راسب الأرضية (Matrix) الذي هو عبارة عن مواد دقيقة الحبيبات ترسبت في مسامات الراسب أثناء ترسيبه. لذا فهو ذو نشأة ترسيبية حدثت متزامنة مع بقية الراسب ويطلق عليه (Syndepositional origin) من حيث نشأته وتكوينه.

ومن بين المواد اللاحمة هناك لاحمان هما الأكثر شيوعًا في أحجار الرمل وهما السليكا والكربونات. أما بقية المواد اللاحمة الأخرى والتي يندر وجودها في أحجار الرمل هي المعادن المكانية التكوين (Authigenic minerals) والتي تتكون من فلسبار، هيماتيت، هاليت، آنهيدريت (جبس عند المنكشف)، سليستيت (Celestite) ،

وباريت (Barite) . ويقع تأثير هذه المعادن اللاحمة في تخفيض أو إفساد (انعدام) جميع مسامية بين الحبيبات (Intergranular porosity) الأولية ونفاذية أحجار الرمل . ولأهمية المعادن اللاحمة في أحجار الرمل سوف نناقش فقط أصل ونشأة الأكثر شيوعًا منها وهي السليكا والكربونات .

(أ) لاحم السليكا : يشكل لاحم السليكا (Silica cement) اللاحم الأكثر شيوعًا في أحجار الرمل وتختلف درجة الالتحام بالسليكا عامة من صخر إلى صخر. ويندر تشكيل هذا اللاحم بشكل عديم التبلور (Amorphous) مثل غروانية السليكا المتميئة (Colloidal hydrated silica) أو ما يعرف بالأوبال (Opal). ويتشكل الأوبال في الصخور الصغيرة العمر عند درجات ضغط منخفضة وأحيانًا يتشكل عند درجات عالية من الحرارة كما في بعض الينابيع الحارة . ويفقد الأوبال الماء مع مرور الزمن ويصبح مروًا دقيق التبلور يطلق عليه المصطلح كالسيدوني (Chalcedony) ، وهو لاحم شائع في كثير من أحجار الرمل بأعمار مختلفة .

ولكن حتى الآن فإن أعم أنواع لحام السليكا هو الكوارتز (المرو) النامي على حبيبات الكوارتز الحتاتية . وهو عبارة عن نمو موضعي (ذاتي) (Authigenic over growth) يتطور بأشكال متنوعة . فيشكل نمو الكوارتز في بعض الرمل العالي المسامية الأولية مظهر أوجه بلورية كاملة (Euhebral faces) وجميلة . وفي حالات غالبًا ما تكون نادرة يُظهر لاحم الكوارتز تبلور هرمي ثنائي (Bipyramidal) يطغى على الحبيبة الحتاتية الأصلية .

وأكثر من ذلك تنمو السليكا الثانوية حول حبيبات الكوارتز الحتاتية بشكل مستمر عامة و تأخذ أشكال الفرغات المسامية المجاورة .

ودرست نشأة لاحم السليكا الثانوية باتساع لكونها أعم أنواع المهدمات للمسامية الأولية في أحجار الرمل . فقد أوضح (Ireland, 1959) أن مصدر السليكا الثانوية يعود إلى الظروف الطبيعية الكيميائية التي تتحكم في ترسباتها والعلاقة الموجودة بين سمنتة السليكا وسائل الضغط (Pressure solution).

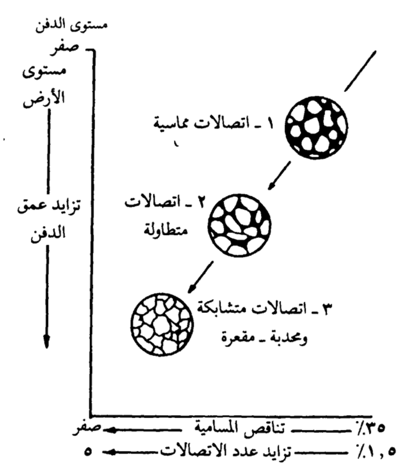
ويحتمل جدًا أن لواحم السليكا ترسبت من محاليل والتي جلبت السليكا فيها من حطام عضوي مثل الشعاعيات (راديولاريا Radiolaria) وطحالب الدياتم (Diatom)

وشويكات الإسفنج السليسية (Siliceous sponge spicules). وبالمثل فإن بعض المحاليل الغنية بالسليكا سيقت من الطين المتعرض لعملية الإحكام. (راجع تجارب كل من: Heald and Renton, (1966); Mackenzie and Gees, (1971); Paraguassu, (1972).

ولقد أوضحت دراسة العلاقة القائمة بين السليكا الثانوية والمسامية وعمق دفن راسب الرمل أنها مرتبطة بشدة مع ظاهرة محلول الضغط (Pressure solution) أو لحام الضغط (Pressure welding). وأعطت كثير من القطاعات الصخرية (تحت المجهر) الانطباع بأن حبيبات الكوارتز اندمجت وتداخلت مع بعضها وترسبت بجوار نقاط تماس السليكا الثانوية. وقد اقترحت هذه الملاحظات لكثير من البحاثة أنه عندما يحكم أو يدمج الرمل تنحل السليكا عند نقاط تماس الحبيبات ويعاد ترسيبها بشكل مباشر وسريع. واستعمل (Rittenhouse, 1971b) قريبًا طريقة التحليل الكمي في معرفة انخفاض نسبة المسامية المرتبطة بمحلول الضغط وبشكل الحبيبات وتعبئتها (Packing).

وبيّن (Taylor, 1950) أن عدد تماس الحبيبات يزداد مع الدفن حيث تبدأ بنقطة تماس واحدة عند السطح وتزداد إلى خمسة نقاط أو أكثر عند عمق سحيق. وفي نفس الوقت أوضح العالم تيلر كيفية تغير طبيعة نقاط تماس الحبيبات مع زيادة عمق الدفن (شكل ١٣٤) وتظهر ملامسة الحبيبات على هيئة نقاط تماس (Tangential contacts) وهي الأكثر نموذجًا عند السطح أو دفن قليل العمق (Shallow depth). ويتدرج هذا التماس عند دفن متوسط العمق إلى تماس متطاول (Long contacts) وعندها تلتقي جوانب الحبيبات مجتمعة جنبًا إلى جنب وتصبح نقاط التماس عند دفن سحيق العمق محدبة ـ مقعرة (Concavo-convex contacts) التماس، أو معشقة أو متشابكة التماس (Sutured contacts) في أماكن اتساع محلول الضغط. ويصحب هذه التغييرات في عدد وطبيعة تماس الحبيبات انخفاض تدريجي في المسامية (شكل ١٣٤).

ويجب أخذ الحذر والعناية في دراسة العلاقة القائمة بين محلول الضغط والسليكا الثانوية. فقد بين (Sipple, 1968) أن فحص الرمل بطريقة استضاءة المهبط (Cathodoluminescence) قد أظهرت كميات من الكوارتز الثانوي أكثر مما أعطاه الفحص تحت المجهر المستقطب. هذا بالإضافة إلى كثير من الرمل الذي يبدو وكأنه فقد جميع مساميته نتيجة تفشي محلول الضغط فيه مع أنه في الحقيقة فقدها بسبب تفشي



شكل (١٣٤). يوضح كيفية انعدام المسامية في أحجار الرمل كلما تعمق دفن طبقات الرمل في باطن الأرض. (عن: Sippel, 1968; Selley, 1994)

عملية السمنتة فيه بالكوارتز الثانوي.

(ب) لاحم الكربونات: يتكون لاحم الكربونات في أحجار الرمل من الكلسيت والدلوميت. وقد يتشكل لاحم الكربونات في الرمل من الأراجونيت والكلسيت مثلما وجد في الرواسب الحديثة Allen *et al.*, (1969), Garrison *et al.*, (1969). وتشير هذه التقارير إلى أن لواحم الكربونات بإمكانها أن تتشكل عند درجات عادية من الحرارة والضغط. وتترسب هذه اللواحم من المحاليل التي تحصلت على كربونات الكالسيوم من كل من المياه البحرية المحجوزة بين مسامات الرواسب وطردت منها نتيجة عملية الإحكام أو الدموج (Compaction)، ومن تحلل الأصداف أو البقايا الهيكلية. ويرجع

السبب في عدم وجود لاحم الأرجونيت في أحجار الرمل القديمة لتغيره إلى كلسيت وهو الشكل الثابت لكربونات الكالسيوم.

وتظهر لواحم الكربونات في أحجار الرمل من حواف بلورات صغيرة نامية حول حبيبات الكوارتز الحتاتية إلى كلسيت متبلور لامع (Sparite) يملأ المسامات الأولية، ويظهر أحيانًا بشكل بلورات مفردة (بمقياس قليل من السنتمترات) وتحيط طراز الرمل كلية. ويعرف هذا بالنسيج المبرقش (Poikilitic texture).

ويمثل الدلوميت الرتبة الثانية في الأهمية كلاحم كربونات. ويوجد هذا اللاحم في أحجار الرمل بشكل بلورات معينية الشكل (Rhomb-shaped crystals) والتي يندر أن تقوم بهدم جميع المسامية الأولية في الرمل بمفردها. وغالبًا ما يوجد اللاحم في أحجار الرمل الطينية (Argillaceous sandstones) على هيئة كلسيت دقيق التبلر ودلوميت وسدريت بين طين راسب الأرضية (Clay matrix).

٣) مرحلة الحد الفاصل بين النشأة المابعدية والتحول المنخفض

تحدث هذه المرحلة من التغيرات المابعدية والمسماة بمرحلة (Phyllomorphic phase) عند الحد الفاصل بين عملية النشأة المابعدية (Diagenesis)، والتحول المنخفض (Low-grade metamorphism). وتكون جميع المسامية الأولية قد فُقدت عند نهاية مرحلة تشكيل السمنتة أو تكوين المادة اللاحمة (Locomorphic phase) نتيجة عملية السمنتة التي سادت صخر الرمل. ويعاد خلال هذه المرحلة (Phyllomorphic phase) تبلور جسيمات الطين والمعادن غير الثابتة (Labile minerals) الموجودة في أحجار الرمل الطينية (Argillaceous sandstones) ويتشكل منها المسكوفيت والبيوتيت وميكا الكلوريت معطية بداية تكوين نسيج الشيستوز (Incipient schistose texture). وترتبط حبيبات المرو الحتاتية في أحجار الرمل النقية وتصبح أكثر تقاربًا مع بعضها وهذه بداية تغييرها إلى كوارتزيت متحول.

٤) مرحلة ما بعد النشأة المابعدية Epi-diagenesis Phase
(أو مرحلة تكوين المسامية الثانوية)

بينما يمر الراسب بتتابع المراحل الثلاث السابقة من التغييرات المابَعْدِيَّة، فإنه ربما يتعرض في أي وقت من الأوقات إلى حركة أرضية تدفعه إلى أعلى (Uplift) ومن ثم

يصبح الراسب عند سطح الأرض مكشوفًا لعملية التجوية (شكل ١٣٣). ويمكن في بعض الحالات أن تكون عملية التجوية حادة ومتعمقة مما يتسبب في زيادة كبيرة في مسامية ونفاذية الصخر. ومن هنا جاء استخدام المصطلح (Epi-diagenesis) لأن هذه العملية تعمل بشكل معاكس لعملية النشأة المابعدية (Diagenesis) والتي تتسبب في اضمحلال وانخفاض المسامية في أحجار الرمل (Hea, 1971). وقد نوقشت عمليات التجوية العادية في الفصل الثالث إلا أننا سنناقش هنا فقط ما يتعلق بتأثير التجوية في تشكيل المسامية الثانوية.

نتيجة دفع الراسب إلى أعلى يزاح الضغط الموجود سابقًا فوق الراسب وأيضًا تحدث عملية انهيال أو حركة الكتلة عبر أرضية منحدرة ومن ثم يتعرض الراسب لتجوية فيزيائية، ومن خلال كلا العمليتين يمكن تشكيل مسامية المكاسر (Fracture porosity)، وهي مسامية ثانوية. وفي نفس الوقت يمكن أن يتعرض الراسب المدفوع إلى أعلى والمكشوف عند سطح الأرض إلى تغييرات كيميائية متنوعة (وهو ما يعرف بالتجوية الكيميائية) ومنها تتشكل مسامية ثانوية أخرى مثل مسامية الثقب (Vuggy porosity) ومسامية القالب (Moldic porosity). وتتكون هذه الأنواع من المسامية عن طريق الإزاحة بالمحاليل (Leaching)، ففي أحجار الرمل المسمنتة بالكربونات، تقوم المياه الجوفية الغنية بالمواد الدبالية (Humic) والأحماض الأخرى بإذابة وإزاحة اللاحم ونقل محلول الكربونات بعيدًا عن راسب الرمل. بحيث تؤدي هذه العملية إلى ترك الرمل غير متماسك ومفككًا وبمسامية ربما تقترب من تلك النسبة التي ترسبت بها عند أول مرة. وتحدث هذه التجوية الحادة تحت سطح عدم التوافق (Unconformity) والتي تنشأ عنها مسامية المكاسر ومسامية المحلول (Solution porosity) عن طريق إزاحة اللاحم والحبيبات الحتاتية غير الثابتة.

ويمكن تلخيص مسامية أحجار الرمل كما لخصها (Selley, 1976, 1990) كالتالي:

تتشكل المسامية في أحجار الرمل بشكل أبسط بكثير من تلك التي تتكون في أحجار الكربونات وذلك بسبب عِظَم ثبات السليكا كيميائيًا.

وتعكس المسامية كُلًا من نسيج ونمط وترسيب واتساع عملية النشأة المابعدية

لحجر الرمل. ويلعب كل من حجم الحبيبة وشكلها وتصنيفها وتعبئتها لراسب ما دورًا مهمًا في تقرير مسامية بين الحبيبات الأولية، ولكثير من التفاصيل أنظر (Pryor, 1973).

ويُهْمَل تأثير عامل الإحكام أو الدموج (Compaction) في الرمل وذلك لأن معظم ما لوحظ من انخفاض في مسامية الرمل مع زيادة عمق دفنه فهو عائد إلى عملية السمنتة فقط. ومن بين المواد اللاحمة المختلفة في أحجار الرمل نجد أن لاحم السليكا هو الأعم ويشكل نهاية غير معكوسة (Irreversible end) ضمن منهاج عملية النشأة المابعدية في أحجار الرمل. وعند أي مستوى من مستويات مراحل النشأة المابعدية، قد يتعرض حجر الرمل إلى عملية ما بعد النشأة المابعدية (Epidiagenesis) والتي فيها تتم عملية التجوية الحادة ومنها تتشكل أنواع معينة من المسامية الثانوية مثل مسامية المكاسر ومسامية المحلول (انظر الشكل ١٣٣).

ولمزيد من المعلومات في هذا الشأن، راجع:

Surdan *et al.*, (1984); Blatt, (1992); Selley, (1994); Surdan and Crossey, (1987); Magara, (1980); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

ثالثًا: صخور الحصى

تتشكل صخور الحصى (Rudaceous rocks) من رواسب حصوية تزيد مقاييس أقطار جسيماتها عن ٢ مم. وتتدرج فيها الجسيمات إلى أحجام الحبيبات أو الحَصِّيات (Granules) وأحجام حبيبات الرمل العالية الخشونة. وتتكون هذه الرواسب الحصوية (Rudaceous sediments) من نوعين من الحصى وهي الرواهص أو المُدَمْلَكات (Conglomerates) ذات الجسيمات الحصوية المستديرة أو المكورة، والبريشة أو البريشيا (Breccias) ذات الجسيمات الحصوية المزواة أو الشظوية. ويندر توفر صخور البريشة ولكن إذا وجدت فإنها تتشكل أساسًا في مناطق الصدوع. وتدعى بريشة تكتونية (Tectonic breccias)، كما توجد في بعض ركام الانهيار الصخري (Screes) وتدعى بريشة فتاتية أو ركامية (Scree breccia). لذلك فإن معظم صخور الحصى (Rudaceous rocks) عبارة عن مُدَمْلَكات (Conglomerates).

(أ) المُدَمْلَكَات Conglomerates

يمكن تقسيم رواسب المُدَمْلَكَات إلى ثلاثة مجاميع صخرية رئيسة وذلك بناءً على تكوينها المعدني (Composition) ، وهي كالتالي :

١ ـ المُدَمْلَكَات الفتاتية البركانية Volcaniclastic conglomerates

وهو ما يعرف بالرصيص البركاني (Agglomerates) وهذه ذكرت سابقًا بالتفصيل تحت عنوان تصنيف الرواسب.

٢ ـ المُدَمْلَكَات الكربوناتية Carbonate conglomerates

أو ما يعرف باسم الحصى الكلسية (Calcirudites) والذي سوف نناقشه بالتفصيل في الفصل السابع.

وتجدر الإشارة هنا إلى أنه يندر بقاء مُدَمْلَكَات الكربونات البرِّية (الأرضية) في الوحدات الطبقية وذلك بسبب سرعة حلها أو ذوبانها بالمياه الجوفية الحمضية، ولكن يكثر وجود مُدَمْلَكَات الكربونات البحرية، وأدل مثال على ذلك، تلك الطبقات الجلمودية (Boulder beds) المتكونة من الصخور المرجانية (Coral rocks) ، والتي يتشكل منها ركام الانهيارات الصخرية (Screes) المتوافرة حول مقدمات الشِّعاب البحرية.

٣ ـ المُدَمْلَكَات الأرضية Terrigenous conglomerates

وهي ما يُجلب ويتجمع فيها الحصى من رواسب الأرض أو القارات، ويمكن تصنيف المُدَمْلَكَات الأرضية بناءً على استخدام عوامل النسيج (Texture) والتكوين المعدني (Composition) ، ومصدر أصل النشأة (Source) . والجدول (٢٠) يلخص تسمية وأصناف المُدَمْلَكَات الأرضية.

فمن حيث النسيج تنقسم المُدَمْلَكَات إلى نوعين هما :

(أ) مُدَمْلَكَات الحصى النقية Orthoconglomerate:

وهي ذات تدعيم حبيبي (Grain supported) حيث تلامس الحصيات الصغيرة (Pebbles) بعضها البعض وتكون الفراغات المتداخلة بين هذه الحصَّيات مملوءة براسب أرضية (Matrix) رديء التصنيف من الرمل والطين. ويعتبر راسب الأرضية في الرواهص النهرية ذا نشأة أولية حيث ترسب مع ترسيب بقية الحصيات. بينما لا يوجد

جدول (٢٠). تسمية وأصناف صخور الحصى.

نسيج	دُمْلوك الحصى النقية	تدعيم حبيبي
	دُمْلوك تجميعي	تدعيم وحلي
تكوين معدني	دُمْلوك متعدد الحصوات	يتكون من حصوات صخرية متنوعة
	دُمْلوك وحيد الحصوات	يتكون من حصوات صخر واحد
مصـدر	دُمْلوك ذو حصوات تكونت في حوض الترسيب	نشأت داخل حوض الترسيب
	دُمْلوك ذو حصوات نقلت من خارج حوض الترسيب	نشأت خارج حوض الترسيب

(عن: Selley, 1976, 1994)

راسب أرضية في الرواهص البحرية مثل زلط الشواطيء وخاصة تلك التي تشير إلى وجود اجتياحات بحرية (Marine transgressions) . ويرجع عدم توافر راسب الأرضية هنا لعدم ترسيبه أصلاً. أما ما هو موجود عامة من راسب أرضية فإنه ترسيب لاحق حدث نتيجة تخلل (Infiltration) رواسب دقيقة من الراسب الملقى فوق هذه المُدَمْلَكَات. وتترسب هذه المُدَمْلَكَات بمسامية عالية، وحيث إنها تمتلك ممرات أو مختنقات كبيرة (Large throat passages) أصبحت نفاذيتها ممتازة. ولكن هذه النفاذية العالية تساعد على اضمحلال أو هدم سريع للمسامية هنا، وذلك بسبب تخلل راسب الأرضية وامتلاء هذه المسامات بسرعة وقبل حدوث عملية السمنتة، (Selley, 1994) .

(ب) مُدَمْلَكَات تجمعية Paraconglomerates:

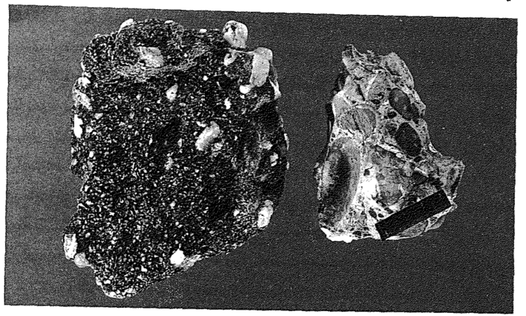
وهي ذات تدعيم وحلي (Mud supported) وتعرف باسم الدُّمْلُوك الغني بالوحل (Diamictite) حيث يظهر هذا الصخر بحبيبات وحصوات مغموسة في الوحل. ومن ثم ينـدر تماس الحصوات أو الحبيبات مع بعضها ولكن تظهر بشكل مبعثر ومتباعدة عن بعضها ويفصل بينها راسب أرضية دقيق الحبيبات. وتعتبر صخور مُدَمْلَكَات الوحل عامة من الرواسب المثلجية النشأة من حيث النقل والترسيب. وقد

نوقشت بالتفصيل في الفصل الرابع تحت عنوان عمليات النقل المثلجي. ولكن يجدر بنا أن نذكر هنا أن مُدَمْلَكَات الوحل (Diamictites) أو أحجار الوحل الحصوية تشكلت أيضًا من عمليات متنوعة والتي لم يفهم أصل نشأتها بشكل جيد حتى الآن. ويرجع ذلك إلى أن بعضها يعود إلى تدفقات الوحل (Mud flows) والتي تحدث في بيئات فوق سطح الأرض وتحت سطح الماء، والبعض الآخر ذو أصل نشأة مثلجية مثل رواسب الطين الجلمودي الذي حدث في عصر البلايستوسين (Pleistocene) ، (Selley, 1994) .

أما الصنف الثاني من المُدَمْلَكَات الأرضية والذي صنف بناءً على عامل التكوين المعدني فإنه ينقسم إلى نوعين هما:

(أ) مُدَمْلَكَات متعددة الحصوات Polymictic conglomerates

وتحتوي هذه المُدَمْلَكَات على حصوات من صخور متنوعة (شكل ١٣٥) لذا فهي ذات تكوين معدني مختلط وعامة ما تتشكل الحصوات في رواسب المُدَمْلَكَات



شكل (١٣٥). حجر دملوك (كونجلوميرات)، من الرصيف العربي. متنوع الحصوات (يمين)، وحيد الحصوات (يسار)، لاحظ استدارة الحصوات. (عن: مشرف، تحت الطبع).

المتعددة الحصوات من عروق مرو (كوارتز) وكوارتزيت وظر (شيرت). وتمثل المُدَمْلَكَات المتعددة الحصوات نواتج تجميع في مناطق مصدر نشيط التشكل (Tectonically active)

مكونًا بذلك مخاريط المُدَمْلَكَات المروحية (Fanglomerates).

(ب) مُدَمْلَكَات وحيدة الحصوات Oligomictic conglomerates

وهي المُدَمْلَكَات المحتوية على حصوات صغيرة (Pebbles) من صخر واحد فقط (شكل ١٣٥). وحيث إن السليكا معدن ثابت كيميائيًا لذا نجد عامة أن المُدَمْلَكَات الوحيدة الحصوات تتكون فقط من حصى الكوارتزوز (Quartzose). وهي تمثل نواتج تفكك وحت أينما يسمح الثبات التشكيلي (Tectonic stability) بإعادة ترسيب واسع النطاق لكي تترك قاعدة (فَرْشَة) من مُدَمْلَكَات منبسطة والتي تتميز بها أسطح عدم التوافق الرئيسة.

ومن ثم فإن مُدَمْلكات وحيدة الحصوات هي رواسب متعددة الدورات (Polycyclic sediments) وعامة مؤلفة من حصوات المرو العرقي (Vein quartz) وكوارتزيت وظر (Chert).

وبشكل عام نعتبر مُدَمْلكات وحيدة الحصوات نتاج حت (Degradation) حيث يسمح الثبات التكتوني بإعادة ترسيب واسع النطاق لكي تشكل المدملكات القاعدية المتسعة الجوانب والتي تتميز بها أسطح عدم التوافق الرئيسة.

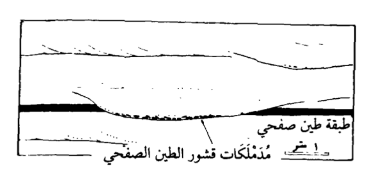
وعلى النقيض، فإن المدملكات المتعددة الحصوات وبشكل عام هي نتاج إرساب (Aggradation) حيث مناطق المصدر النشطة حركيًا (تكتونيًا) تظلل أطراف أو حواف المراوح النهرية (Wedges of fanglomerates).

ويصنف القسم الثالث من المُدَمْلَكَات طبقًا لمصدر الحصوات. ويشكل نوعين من المُدَمْلَكَات هما:

(أ) مُدَمْلَكَات الحصوات المتكونة في حوض الترسيب Intraformational conglomerates

وهي المُدَمْلَكَات المحتوية على حصوات لراسب أصلًا نشأ أو تكون من داخل حوض الترسيب ولهذا السبب نجد أن معظم مُدَمْلَكَات أحجار الجير تشكل مُدَمْلَكَات من هذا الصنف. ويندر وجود مُدَمُلَكَات رمل نشأ من داخل حوض الترسيب لأن الرمل غير المتماسك فاقد لخاصية الترابط (Cohesion) بين حبيباته ويتفكك بالحت. أما مُدَمْلَكَات حصوات الوحل المتكونة في داخل حوض الترسيب فهي شائعة الانتشار

ويطلق عليها مصطلح مُدَمْلَكَات قشور الطين الصفحي (Shale flake) أو مُدَمْلَكَات عقد الطين الصفحي (Shale pellet) . ويظهر أن هذا النوع من المُدَمْلَكَات ضئيل السمك. ولكن تقع أهميته في دلالته على حدوث عملية حت مصاحبة (في الوقت نفسه) وبالقرب من موقع الترسيب. وغالبًا ما تنشأ مُدَمْلَكَات عقد الطين الصفحي عند قاعدة وحْدات رواسب العكر (Turbidites) وفي رواسب قيعان القنوات (Channels) ، (شكل ١٣٦)، (Selley, 1976, 1994).



شكل (١٣٦). يوضح أصل نشأة المُدَمْلَكَات المتكون في حوض الترسيب من أطيان عقدية.
(عن: Selley, 1976)

(ب) مُدَمْلَكَات الحصوات المنقولة من خارج حوض الترسيب Extraformational conglomerates

وهي المُدَمْلَكَات المحتوية على حصوات أصلاً نشأت أو تكوَّنت في خارج حوض الترسيب ثم نقلت إلى بيئة هذا الحوض الذي ترسبت فيه. ويتمثل هذا النوع بشكل كبير في مُدَمْلَكَات الرمل المجلوبة من خارج حوض الترسيب.

ولمزيد من المعلومات راجع: Selley, (1976, 1994); Blatt, (1992); Ryamond, (1995) Boggs, (1995) .

(ب) البريشيات الرسوبية Sedimentry breccias

لقد عرف (Selley, 1994) البريشيات بأنها رواسب من الجلاميد المزواة، تشكلت من عمليات تكتونية ورسوبية أيضًا. وسنوضح هنا البريشيات الرسوبية فقط. تعود أصل نشأة البريشيات الرسوبية إلى طريقتين رئيسيتين. فهي إما أن تكون من بيئات

قريبة جدًا حيث لم تتعرض الفتاتات المحتوتة توًا للبري والتآكل والاستدارة بَعْد، أو كرواسب البخر المنهارة (أو المتقوضة). ومعظم البريشيات الرسوبية هي من النوع الأول، حيث تترسب مباشرة بالقرب من أسطح عدم التوافق في مناطق أسْفُحْ الأركمة البَرِّية والتحت مائية وبشكل أكثر اتساعًا في بيئات المراوح النهرية.

وتندر البريشيات الرسوبية المتعلقة بمحلول البخر لكنها أكثر متعة. فعندما تغسل وتذاب رواسب البخر بوساطة الماء الجوي (Meteoric water) فهي ربما تساعد على رفع البريشيات المتخلفة في الصخور غير الذوابة. وغالبًا ما توجد قلنسوة من البريشيا على قمة العديد من القباب الملحية الضحلة. ويكون الفتات في الغالب مضعلي الشكل ويعكس التكوينات المختلفة التي ربما تخللتها القبة الملحية. ويتسبب الإخفاق في تمييز تلك التكوينات إرباكات جيولوجية وباليونتولوجية وخاصة في القطاعات المثقبية (Drill cuttings) لتلك البريشيات قيد الفحص.

وقد تتداخل المتبخرات (رواسب البخر) مع رواسب أخرى، عادة هي الكربونات. فإذا أذيبت وغسلت هذه المتبخرات فعندئذ ستتكسر الطبقات المتدخلة مشكلة بريشيا المحلول المنهارة أو الهابطة، ويطلق عليها الطبقات المتكسرة. وتتشكل هذه فقط من منطقة التدحرج المفرط (Roll-over zone) والمرتبطة بصدع متنامٍ رئيسي. فهي تتقبض محليًا وتلتوي نحو طيات حيث تنقلب في اتجاه مستوى الصدع. ويبدو أنه ليس فقط ربما تتقيد السبخة المتسعة بوساطة التجويف المفرط التدحرج ولكن ربما سيطر المنحدر القديم الشمالي على حركة بريشيا المحلول المنهارة، (Selley and Stoneley, 1987)، انظر أيضًا: Selley, (1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

رابعًا: صخور الفتات الناري

عبارة عن رواسب فتاتية نارية (Pyroclastic sediments) تشكلت من مقذوف البراكين وعامة ما تكون صغيرة الحجم بالنسبة لبقية الصخور الرسوبية. وتشكل جزءًا ضئيلاً في القشرة الأرضية. وتكون معظم معادن الرواسب البركانية غير ثابتة (Unstable) أو قليلة المقاومة عند درجة عادية من الحرارة والضغط. ولهذا السبب تظهر الفتاتات المساقة من النشاط البركاني متداخلة مع تدفق الحمم أو اللابة (Lava flows)

ويندر أن تتحمل عملية نقل كبيرة ولمسافة بعيدة عن المركز البركاني الذي صدرت منه (Selley, 1976).

ويمكن تصنيف رواسب الفتات البركاني (Volcaniclastic sediments) إلى ثلاث مجموعات وذلك طبقًا لأحجام جسيماتها شكل (١١١) وهي كالتالي:

١ ـ الأرصصة البركانية Agglomerates

وهي تشبه مُدَمْلَكات الأرض من حيث المظهر إلا أنها بركانية النشأة تشكلت من ثوران الانفجار البركاني ومن حركة ركام أو فتات البراكين في داخل فوهة البركان (Caldera) وعلى جوانب فوهات البراكين.

٢ ـ رمل فتاتي بركاني Volcaniclastic sand

يتكون هذا النوع من الراسب الفتاتي البركاني من نوعين:

الأول: عبارة عن رمل تحات الفتات البركاني (Erosional volcaniclastic sands) ويتكـون نتيجة عمليات التجوية والحت العادية والتي تتعرض لها الصخور البركانية سواء تحت سطح الماء أو فوق سطح الأرض.

الثاني: عبارة عن رواسب فتاتية نارية (Pyroclastic sediments) قذفت في الهواء أثناء ثوران البراكين. وتشتمل هذه الرواسب على القنابل البركانية (Volcanic bombs) التي تسقط بالقرب من فوهة البركان. والرمل البركاني الذي يسقط حول الفوهة البركانية وإلى مسافة عدة كيلومترات، والغبار البركاني (Volcanic dust) الذي ينقل في أعالي الجو ويطوف حول العالم. وعامة يشار إلى رمل الفتات البركاني بالطُّف البركاني (Volcanic tuff) أو رماد بركاني (Volcanic ash). وربما يوجد هذا الراسب تحت سطح الماء أو فوق سطح الأرض. ويتكون رمل الفتات البركاني من بلورات وفتاتات زجاجية وكِسَر صخرية (Rock fragments). وتتكون بعض بلورات المعادن مصاحبة لعملية الثوران مثل معدن الأُليفين والكوارتز. وتظهر قطع الزجاج البركاني (Shards) بشكل كريات صغيرة وشقف أو شظايا مزواة وغير منتظمة الشكل. أما الكِسَر الصخرية فهي عبارة عن حبيبات مركبة من معادن بركانية وزجاج.

وعامة يكون رمل فتات البراكين ردىء التصنيف (Poorly sorted) لأنه يضمحل ويتفتت بسرعة إذا تعرض للنقل المكثف وأعيد ترسيبه. ولكن يستثني من هذه القاعدة رمل الفتات البركاني الهوائي وأيضًا كثبان رمل البازلت (Selley, 1976).

٣ ـ رماد بركاني دقيق الحبيبات Fine-grained volcanic ash

يتكون الرماد البركاني من راسب دقيق الجسيمات ذو تصنيف (Sorting) جيد إلى جيد جدًا وله تطبق متميز ويعرف بالرماد المتساقط (Ash falls) وهذا يجعله يختلف عن الرماد المتدفق (Ash flows) من فوهة البركان. ويقذف راسب الرماد البركاني الدقيق الحبيبات في الهواء وينقل في اتجاه أسفل الريح من مركز الثوران. ويصنف هذا الراسب طبقًا لانخفاض سرعة الريح ومن ثم يحدث تراكم تنازلي من حيث السمك وحجوم الجسيمات وذلك كلما ابتعدنا من نقطة أصل المصدر وبشكل منتظم Scheidegger and Potter (1968), Pettijohn (1975) ويمكن الاستدلال على اتجاه الريح القديم (Paleowind direction) من نموذج ترسيب الرماد البركاني المتساقط (Eaton, 1964) . ويتعرض الرماد البركاني الدقيق الجسيمات إلى تغيير واسع النطاق بعد ترسيبه مما يتشكل منه صخور البنتونيت (Bentonites) وربما صخور التُنسْتين (Tonsteins). ويشكل الرماد البركاني الدقيق الحبيبات جزءًا من الرواسب البحرية العميقة والمعروفة برواسب لُجِّية (Pelagic sediments) والموجودة حاليًا بكمية قليلة في بيئات بحرية حديثة.

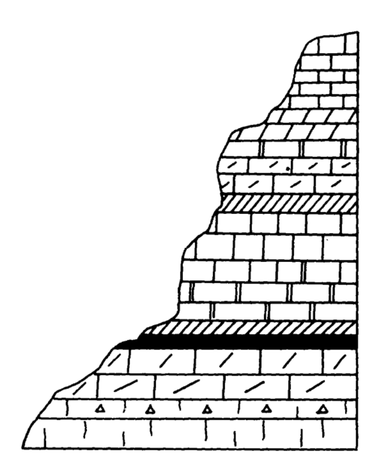
ولقد أوضح (Selley, 1994) ، ربما تكون رمال الفتات البركاني ذات مسامية أولية ونفاذية جيدة وخاصة إذا ترسبت على الشواطيء والكثبان. لكن ما تلبث أن تفقد مساميتها بسرعة إذا دفنت، إضافة إلى ذلك لعدم ثبات معدنيتها. وتمر هذه الرواسب أثناء الدفن الضحل بعمليتي طرد الماء والكربنة القائدة إلى تكوين الكربونات الموضعي (Authigenic carbonate) والطين واللومونتيت (Laumontite) ومعادن الزيوليت (Zeolites) الأخرى. وينجم عن الدفن الإضافي عملية إعادة طرد الماء من الأطيان وحدوث عملية أَلْبَتَة الفلسبارات (Albitization of feldspors) وتكوين معادن زيوليت إضافية. ومن ثم فإن صخور الفتات الناري وبشكل عام هي خزانات مياه ذات نوعية سيئة وكذلك الحال بالنسبة لمستودعات البترول.

لكن الصخور البركانية والفتات الناري هي ذات اهتمام في عملية التنقيب المعدني إضافة إلى كونها مصدر أوّلي لبعض الرواسب الفلزية (Metalliferous deposits) ، حيث إن الفلزات أصلاً منتشرة ومبذورة في الصخور البركانية. وبشكل لاحق فإنها تنقل أثناء التجوية ويتم تركيزها وإعادة ترسيبها أثناء عملية النشأة المابعدية الجوية الضحلة (Meteoric diageneis). ويصاحب المراكز البركانية تشكيل كل من مقدمات لفات اليورانيوم وتراصف الطبقات الحمراء من رواسب النحاس.

ولمزيد من التفاصيل ذات العلاقة راجع :

Fisher and Schmincke, (1984); Suthren, (1985); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

الفصل السابع



الرواسب الحوضية النشأة

● مقدمة ● صخور الكربونات ● الصخور الشِّعابية ● صخور الفحم الطبيعي ● صخور البخر ● الصخور السليكونية ● صخور الفوسفات ● صخور الحديد الرسوبية ● عقيدات المنجنيز ● صخر الأستروماتوليت

مقدمة

يشار دائمًا إلى المجموعة الثانية من الصخور الرسوبية بالرواسب الكيميائية (Chemical sediments) أو الرواسب ذات النشأة الحوضية أو المتكونة في أحواض الترسيب ويطلق عليها المصطلح (Autochthonous sediments) ، حيث تتكون هذه الرواسب في داخل حوض الترسيب وبشكل مغاير للمجموعة الأولى وهي الرواسب الفتاتية الأرضية النشأة (Clastic terrigenous sediments) ، والتي نقلت من خارج حوض الترسيب وترسبت فيه ويطلق عليها المصطلح (Allochthonous sediments) ، وقد نوقشت بالتفصيل في الفصل السادس. ولتمييز المجموعة الأولى عن الثانيّة من حيث نشأة تكوينها يمكن استخدام التسمية التالية وهي للمجموعتين على التوالي: (Sediments of extrabasinal origin) و (Sediments of intrabasinal origin) .

تُحل أو تُذاب مكونات الرواسب الكيميائية أثناء عمليات التجوية الكيميائية وتنقل الأنهار محاليل هذه الرواسب إلى البحيرات القارية وبشكل رئيس إلى المحيطات. وبالإضافة إلى ما تمده التجوية الكيميائية من محاليل ذوائب الرواسب فإن مياه البحيرات والبحار تحتوي أيضًا على مكونات رواسب ذائبة تأتي من الأرض والهواء، هذا بالإضافة إلى أن مياه البحار تحتوي على مكونات كيميائية متبقية (متخلفة) ترسبت في البحار من الغلاف الجوي الأرضي منذ أمد بعيد.

وبزيادة تركيز هذه المحاليل عن طريق التبخير أو ببعض الطرق الأخرى فإنها تقود إلى تشبع عظيم لهذه المواد الذائبة وينتج عن ذلك ترسيب كيميائي للمعادن ومن ثم تتشكل الرواسب الكيميائية وبغض النظر عما إذا كان الترسيب حدث بشكل غير عضوي أو نتيجة نشاط الكائنات الحية.

ويمكن تقسيم الصخور الكيميائية إلى مجموعتين عضوية وغير عضوية. وتمثل الأولى بكربونات الرمل الهيكلية والثانية بالمتبخرات. إلا أن أبحاث الكيمياء الحيوية أظهرت صعوبة في رسم الخط الفاصل بين هاتين المجموعتين ويرجع ذلك إلى ملازمة تكوين الطين الجيري نتيجة التغييرات الكيميائية في ماء البحر ونتيجة نشاط الرَّاجِبيَّات أو البكتريا (Bacteria) والعوالق أو البلانكتن (Plankton) وهذا لا يساعد على إثبات القول بأن هذه الرواسب ذات نشأة عضوية أو غير عضوية (Selley, 1976, 1994).

ولكي تتكون الرواسب الكيميائية بشكل عام من الترسيب المباشر والذي يحدث في داخل حوض الترسيب، يمكن أيضًا أن تتعرض هذه الرواسب إلى إعادة ترسيب ضئيل مثـل تلك الرواسب الكيميائية الحتاتية (detrital) أو الفتاتية (Clastic). ولكن عندئذٍ يجب تمييزها بحذر عن تلك الرواسب الفتاتية الأرضية والتي نشأت خارج حوض الترسيب.

وتشكل محاليل التجوية أهم وأعم كميات الرواسب الكيميائية وهذه تتمثل في كل من مركبات أيونات الكربونات (Carbonates, CO_3^{-2}) والكبريتات (Sulphate, SO_4^{-2}) وكاتيون الكالسيوم (Ca^{+2}) والتي تحملها مياه الأنهار بشكل شائع.

إن أهم وأكثـر الـرواسب كمية هي تلك الرواسب الكيميائية المساقة بشكل مستمر من محاليل التجوية. والتي تتمثل في كل من مركبات أيونات الكربونات وكاتيون (Cation) الكالسيوم الموجودة بشكل شائع في مياه الأنهار. ومن ثم تصبح الكربونات المتمثلة في كل من الكلسيت والأراجونيت والدلوميت وكبريتات الكالسيوم المتمثلة في الجبس والأنهيدريت هي المكـونـات الرئيسة للرواسب الكيميائية. ويوضح الجدول (٢١) الرواسب الكيميائية الرئيسة والتي تكونت منها الكربونات بشكل كمي، هي الأعظم أهمية وذلك لأكثرية توافرها، وتشتمل الكربونات على أحجار الجير (Limestones) وأحجـار الدلوميـت (Dolostones) أو فقـط ما يعـرف بالدلوميت (Dolomites).

وطبقًا لما أشار إليه العَالِمْ سالي (Selley, 1994)، عامة تتشكل الصخور الكيميائية في داخل بيئة الترسيب. فهي تشمل الترسيب الكيميائي المباشر مثل بعض المتبخرات والتكوين بالطرق العضوية مثل الفحم وأحجار الجير الصدفية. وليست جميع الرواسب الكيميائية تكون متزامنة الترسيب. فعمليات النشأة المَابَعْدِيَّة هي مهمة في أصل نشأة بعض من: المتبخرات والدلوميتات وأحجار الظر (الشيرت) وأحجار الحديد وصخور الفوسفات. ويمكن إيجاز ذلك كما يلي:

تتشكل صخور الكربونات نتيجة التالي:

١ ـ العمليات العضوية.

٢ ـ الترسيب المباشر غير العضوي.

جدول (٢١). أنواع الصخور الكيميائية الرئيسة.

صخور كربونات	أحجار الجير دلوميت
صخور المتبخرات (أو البخر)	جبس / أنهيدريت هاليت / صخر الملح أملاح البوتاسيوم، . . . إالخ
الصخور السليكونية	ظر، شعاعيات، دياتوميت، نوفاكيوليت
صخور الفوسفوريت	فوسفات
أحجار حديد رسوبية	
الصخور المتكربنة	مجموعة الدبال ـ سلسلة الفحم مجموعة سبروبليت ـ طين صفحي نفطي وفحم القنوات

(عن: Selley, 1976, 1994)

٣ ـ عمليات النشأة المَابَعْدِيَّة (Diagenesis).

وتقـع أهمية صخـور الكربونات في أنها مكامن هيدروكربونات وخزّانات مياه لاحتوائها في معظم الأحيان على مسامية عالية وهذه سوف نناقشها فيها بعد بالتفصيل.

والمجموعة الثانية والمهمة من بين الرواسب الكيميائية هي صخور البخر (Evaporites). وتتشكل رواسب البخر عن طريق الآتي:

١ ـ تبلور غير عضوي.

٢ ـ عمليات النشأة المابَعْدِيَّة (Diagenesis).

وأهم معادن البخر هي الأنهيدريت، كبريتات الكالسيوم ($CaSO_4$) وكبريتات الكـالسيوم المتميئـة أو الجبس ($CaSO_4.2H_2O$). وأقـل المتبخـرات انتشارًا هي الملح الصخري (صخر الملح) أو الهاليت (NaCl) أو كلوريد الصوديوم والمعروف باسم ملح الطعام، والبوتاسيوم وأملاح أخرى.

وأقل الصخور الكيميائية انتشارًا هي أحجار الحديد الرسوبية. وهذه تتشكل نتيجة كل من الترسيب المباشر وعمليات النشأة المابعدية. وأعم المعادن الرسوبية الحديدية هي معدن البيريت (Pyrite; FeS_2) ومعدن السدريت (Siderite; $FeCO_3$). وتشتمل خامات الحديد الرسوبية على أكاسيد كل من الجوثيت والهيماتيت والكاموسيت ومركبات معقدة من سليكات الألومنيوم المتميئة الحديدية (Ferruginous aluminohydrosilicate).

ويعتبر الفوسفوريت (Phosphorites) أو صخور الفوسفات (Phosphates) من الصخور الرسوبية القليلة الانتشار. وتتشكل بشكل كبير أثناء عمليات النشأة المابَعْدِيَّة المبكرة (Early diagenesis) في الراسب وعند تحت سطح التقاء الراسب بالماء مباشرة. ويساعد على تكوينها عملية إعادة التشكل والترسيب (Reworking)، والتركيز في العقد أو الكريات البادئة التكوين (Incipient pellets)، وكذلك في الدرنات الصخرية (Concretions). وتشبه معادن الفوسفات أحجار الحديد من حيث التعقيد التركيبي الكيميائي لها والتي سوف نتطرق لها فيما بعد.

والنوع الآخر من الصخور الرسوبية هو الفحم الحجري أو الطبيعي (Coal) والذي يتشكل كلية نتيجة العمليات الكيميائية الحيوية (Biochemical). وينشأ الفحم من تراكم النباتات تحت ظروف أو بيئات معزولة عن الهواء أو الأكسجين مثل أماكن المستنقعات العُشْبِيَّة (Swamps)، والمستنقعات الضَّحْلة (Marshes). وتمتاز رواسب الدلتا القديمة بتواجد طبقات فحم فيها.

وآخر الرواسب الكيميائية هي الصخور السليكونية (Siliceous rocks) والتي تعرف بمصطلح الظر أو الشيرت (Chert). وتتكون هذه الرواسب من مرو (كوارتز) وكالسيدوني دقيق التبلور. وهي عبارة عن أنواع مختلفة من محاليل معدن السليكا. وتوجد السليكا المتميئة (Hydrous silica) أو ما يعرف براسب الأوبال (Opal) في صخور العصر الثلاثي (Tertiary rocks).

ويتشكل الظر (Chert) في ظروف متنوعة. فمنه ما يوجد بشكل صفحي قاتم مع رواسب صخور العكر (Turbidites)، ومع وسائد اللابا (Pillow lavas) أو الحمم البركانية. ويتكون هذا النوع عامة من الظر من أغلفة الشعاعيات (Testes of

(radiolaria وأغلفة الدياتوم (Diatom tests) ولكن تتواجد طبقات الظر أيضًا في بعض رواسب البحيرات (Selley, 1976).

وغالبًا ما يعتقد أن الظّر (Chert) يظهر مصاحبًا للنشاط البركاني. لأن البراكين تطلق كميات كبيرة من السليكا في البيئة ويشجع هذا النوع على تنشيط الأحياء التي تفرز مادة السليكا مثل الشعاعيات (Radiolaria) وطحالب الدياتومات (Diatoms) ، والاسفنجيات (Sponges) ومن ثم تعمل على تشكيل الظر (Chert) ، (Wenk, 1949 and Khvorova, 1968) .

والنوع الآخر والمميز من صخر السليكا هو الظر العقدي (Nodular chert) وهو من مميزات حجر الجير الدقيق الحبيبات إلا أنه يتشكل أيضًا في أحجار الرمل. وأعمها تواجدًا تلك الطبقات من الظر العقدي المتشكل في صخور العصر الطباشيري المتأخر (Late Cretaceous) ، وصخور الطباشير المتشكلة في العصر الثلاثي (Tertiary) عبر مناطق الشرق الأوسط وأوربا. ويظهر هذا النوع من الظر في درنات مستديرة وغير منتظمة وبشكل منخفض التكور. ويتركز عامة على طول امتداد الطبقات وأحيانًا يحل محل الأحافير ويأخذ شكل المسالك (Barrows). ونادرًا ما يملأ المكاسر وفراغات الفواصل (Joints).

وقد ناقش كثير من البحاثة أصل نشأة الظر سواء المتطبق منها أو المتدرن ولكن المهم هنا الآن، هل نشأ الظر أصلاً كجلاتين سليكا غروية على وجه التقاء الراسب بسطح الماء أم أنه تشكل نتيجة عملية الإحلال (Replacement) ؟ والحقيقة أن كلا العمليتين ممكن أن تحدثا في ظروف مختلفة، فقد أوضح (Peterson and Von der Borch, 1965) أن ترسيبًا بدائيًا (Primary precipitation) للأوبال (Opal) قد تم في البحيرات المؤقتة في أستراليا. وبشكل مغاير يشير تواجد الظر في المكاسر (Fractures) وإحلال الظر محل كربونات الحطام الهيكلية إلى أصل نشأة ثانوية (Secondary origin) . وهذا يدل على أن الظر ذو أصل نشأة متعددة (Polygenetic), (Selley, 1976) .

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة والمختصة بالظر وبالرواسب السليكونية راجع كلاً من : (Greensmith 1981; Pettijohn 1975; Blatt, 1992 والحمدان، ١٩٧٥م). وعن تشكيل الرواسب الكيميائية راجع (Von Engelhardt *et al.*, 1977; Selley 1994; Ryamond 1995 and Boggs 1995) .

١ ـ صخور الكربونات Carbonate rocks

تتكـون صخـور الكـربـونات الرسوبية بشكل رئيس من كلسيت ودلوميت. وتشكل هذه الصخور حوالي ١٠٪ من منكشف الصخور الرسوبية. وقد سجل أقدم صخر كربوناتي بعمر يصل في القدم إلى ٢,٧ بليون سنة (Blatt *et al.*, 1980) وتمتلك هذه الصخـور أهمية اقتصـادية بسبب تكوينها المعدني واحتوائها على كل من مصدر الـطاقـة (البـترول والغـاز الطبيعي) وخامات كثيرة من المعادن. وتكون معظم هذه الصخـور مسـامية ومنفـذة. ولذلك تُمَثِّلْ صخور الكربونات خزانات للمياه الجوفية والبترول، إذ أن حوالي ٥٠٪ من مخزون العالم من هذه الثروات موجودة بين صخور الكربونات. ولقد سمحت المسامية والنفاذية في هذه الصخور وكذلك سهولة تفاعل معادن الكربونات بأن تجعل من هذه الصخور مكانًا ملائمًا لاستضافة كثير من خامات الرواسب مثل معدن الرصاص والزنك وغيرها (Blatt *et al.*, 1980) . كما تستغل كميات كبيرة من أحجـار الجير والدلوميـت في الزراعة، والمعـروف بالجير الزراعي (Agricultural lime) ، وفي صنـاعـة الأسمنت المستخـدم في بنـاء المباني الخرسانية المسلحة وفي بناء الطرق. . . إلخ، كما تستخدم أحجار الجير كأحجار بناء.

ولكن صخـور الكربونات تعتبر واسعة التعقيد من حيث أصل نشأتها والتغير المابعدي وخصائص مساميتها. وقد أوضح (Ham and Pray, 1962) عدة أسباب لهذه الاعتبارات وهي كالآتي:

١ ـ تتشكل صخور الكربونات في داخل حوض الترسيب (Intrabsional origin).

٢ ـ لا تشبه صخور الكربونات رواسب الأرض (Terrigenous sediments) لأنها تتجوى بسرعة وتُنقَل نواتج تجويتها كمحاليل أو كذوائب.

٣ ـ تترسب صخور الكربونات بالقرب من منطقة مصدرها.

٤ ـ تتكون معظم صخور الكربونات من مواد عضوية الأصل والمنشأ.

٥ ـ تشتمـل صخور الكربونات على خليط من كافة الأحجام، من أصداف كاملة الحجم إلى حجم جسيمات الوحل الجيري ومن أصل نشأة متنوعة.

٦ ـ تترسب صخور الكربونات بمسامية أولية عالية (تقترب من مسامية الطين عند وقت الترسيب).

٧ ـ تكون معادن الكربونات غير ثابتة وسريعة التغير.

٨ ـ يعود تطور عمليات النشأة المابعدية والسائدة في صخور الكربونات إلى ملازمة المسامية الأولية العالية والنفاذية في هذه الصخور بالإضافة إلى التغير الكيميائي (Chemical instability) الملازم لهذه الصخور، حيث يكون هذا مسؤولاً عن السلوك غير العادي لعملية النشأة المابعدية في صخور الكربونات. وهذا بدوره يخلق صعوبة في تحديد مواقع خزانات المياه ومستودعات الهيدروكربون في هذه الصخور.

إن ما كتب عن صخور الكربونات تجاوز ما نستطيع حصره هنا إلا أننا نوجه طالب الدراسات العليا الاستفادة مما كتبه كل من: Chilingar *et al.*, (1967a, b); Milliman, (1974); Bathurst, (1975); Reijers and Hsu, (1986); Scoffin, (1987); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

وسنتطرق الآن إلى تفاصيل تخص معادن الكربونات، ثم وصف صخور الكربونات كما تظهر تحت المجهر، ثم تصنيفها وتسميتها وأخيراً سوف نناقش العلاقة الموجودة بين مسامية هذه الصخور وعمليات النشأة المابَعْدِيَّة فيها وذلك طبقًا لما أوضحه (Selley, 1976, 1990, 1994).

معادن الكربونات

تتكون معادن الكربونات (Carbonate minerals) من الكلسيت ($CaCO_3$) والأراجونيت ($CaCO_3$)، والدلوميت ($Ca.Mg(CO_3)_2$)، والأنكريت ($Ca(MgFe)(CO_3)_2$)، والسدريت ($FeCO_3$) والمجنسيت ($MgCO_3$) (انظر جدول ٢٢).

١ ـ معدن الكلسيت Calcite

يتكون معدن الكلسيت من كربونات الكالسيوم وهو الأكثر وفرة من بين معادن الكربونات الأخرى، كما أنه المكون الرئيس لأحجار الجير القديمة إلا أن رواسب الكربونات الحديثة، تتكون من أراجونيت ذي تشكيلات وبنيات متعددة (Polymorph) وبدرجات مختلفة. ويتشكل الكلسيت في أحجار الجير المتصلبة كلاحم متبلور ولامع يدعى سباريت (Sparite) ويملأ الفراغات ويحل محل معدن الأراجونيت ومعادن كربونات أخرى.

جدول (٢٢). يبين معادن الكربونات الشائعة.

المعدن	الصيغة الكيميائية	نظام التبلر	حدوثـه
كلسيت	$CaCO_3$	سداسي	موجود في هياكل كربونات معينة كطين جيري دقيق الحبيبات (Micrite) أو كلاحم متبلر لامع (Sparite).
أرجوانيت	$CaCO_3$	معيني قائم	موجود في هياكل كربونات معينة. غير ثابت ويتغير إلى كلسيت.
دلوميت	$CaMg(CO_3)_2$	سداسي	موجود بشكل وفير كصخر متبلر وذو نشأة مابعدية، وينشأ أيضًا مصاحب لمعادن المتبخرات.
أنكريت	$Ca(MgFe)(CO_3)_2$	سداسي	هو نوع ثانوي من الدلوميت.
سدريت	$FeCO_3$	سداسي	موجود على هيئة درنات وسرئيات.
مجنسيت	$MgCO_3$	سداسي	موجود بكميات ضئيلة في تشكيلات الأراجونيت والهياكل الكلسية.

(عن: Selley, 1976, 1994)

٢ ـ معدن الأراجونيت Aragonite

وهو معدن متوفر في كثير من هياكل الطحالب (Algae) والرخويات (Lamellibranchs) والقواقع (Gastropods) والحزازيات (Bryozoa). وتتكون الأطيان الجيرية الحديثة من الأراجونيت. ويتغير معدن الأراجونيت إلى كلسيت بسرعة، إما بواسطة السائل أو المحلول أو عن طريق عملية الإحلال وذلك بسبب ضآلة ثباته (Instable) ويعتبر هذا التغير من مراحل النشأة المابَعْدِيَّة في صخور الكربونات. لذلك ينـدر ظهـور معدن الأراجونيت في الصخور المتصلبة. ويشبه الأراجونيت تشكلات الكلسيت وهو على هيئة كربونات هيكلية وخاصة إذا وجد في الجلد شوكيات (Enchinoderms) وبعض الأحافير الدقيقة (Foraminifera)، والرخويات (Lamellibranchs) والحزازيات (Bryozoa).

ويوضح جدول (٢٣) أن معدن الأرجونيت موجود في العديد من الطحالب والرخويات والحزازيات. بينما يوجد معدن الكلسيت الغني بالماغنسيوم في القنفذيات والزنبقيات

جدول (٢٣). الكائنات المفرزة لمعادن الكاربونات الرئيسة، (عن: Scholle, 1978).

الصنـف Taxon	كلسيـت Calcite	أراجونيت Aragonite	
الطحالب			**Algae**
الحمراء	ك	أ	Red
الخضراء			Green
الكوكوليث	ك		Coccoliths
المنخربات			**Foraminifera**
القاعية	ك	أ*	Benthonic
العوالقية	ك		Planktonic
الإسفنجيات	ك	أ*	**Sponges**
اللاحشويات			**Coelenterates**
كائنات بحرية	ك?	أ	**Stromatoporoids**
المرجانيات			**Corals**
المجعدات	ك		Rugosa
المسطحات	ك		Tabulata
المتصلبات (المستعمرات)	ك	أ*	Scleractinia
المجوفات (مرجان ثماني)	ك	أ*	Alcyonaria
الحزازيات	ك	أ*	**Bryozoa**
عضديات الأرجل	ك		**Brachiopods**
الرخويات			**Molluscs**
الخياشيميات	ك	أ	Lamellibranchs
بطنيات الأرجل	ك	أ	Gastropods
جناحيات الأرجل		أ	Pteropods
رأسيات الأرجل		أ	Cephalopods
(آمونية غطائية)	ك*		(ammonite opercula)
السجاريات	ك		**Belemnoids**
الحلقيات	ك	أ	**Annelids**
المفصليات	ك		**Arthropods**
القنفذيات	ك		**Echinoderms**

لاحظ: (*) تشير إلى ضآلة المحتوى، (?) منقرضة حاليا، ك = كلسيت. أ = أراجونيت.

والعديد من المُنَخْرَبَات وبعض الطحالب والرخويات والقواقع أو بطنيات القدم، (Scholle, 1978).

وتحتوي معادن الكلسيت والأراجونيت الهيكلية على كميات ضئيلة من عنصر الأسترنتيوم والمغنسيوم والحديد وأثر من عناصر أخرى.

٣ ـ معدن الدلوميت Dolomite

يتكـون معدن الدلوميت من كربونات الكالسيوم والمغنسيوم ويطلق اسم هذا المعـدن عنـد الإشارة إلى الصخر الحامل له وبشكل بديل يستخدم المصطلح حجر الدلوميت (Dolostone) للإشارة إلى صخر معدن الدلوميت. ويتشكل معدن الدلوميت من خلال مراحـل انتقـالية بين الكلسيت والـدلوميت ويتم ذلك عندما يحل عنصر المغنسيوم محل أجزاء من عنصر الكالسيوم، مشكلاً بذلك كالسيتًا غنيًا بالمغنسيوم، وهو المعروف بمعدن الدلوميت. وبشكل مشابه عندما يحل عنصر الحديد محل أجزاء من عنصر المغنيسيوم يتكون معدن الأنكريت $Ca(MgFe)(CO_3)_2$ أو ما يسمى بمعدن الدلوميت الحديدي (أو الغني بالحديد). ولا يشبه معدن الدلوميت كلاً من الكلسيت والأراجونيت لأنه لا ينشأ بشكل أصلي كمادة هيكلية. ويظهر معدن الدلوميت إما على هيئة متبلورة مما يدل على عملية الإحلال الثانوية لمعادن كربونات أخرى، أو عملية إحلال أولية أو مصاحبة لتشكل هذه المعادن. وفي هذه الحالة يكون الدلوميت عديم التشكل والبنية.

٤ ـ معدن السدريت Siderite

وهـو عبـارة عن كربونات الحديد والتي يندر وجودها بين معادن الكربونات. ويتشكل معدن السدريت عن طريق الترسيب الأوَّلي ويأخذ شكل السرئيات (Ooliths). وتـظهـر سرئيات السـدريت مشـاركة (أو مصاحبة) لسليكات الألومنيوم المتميئة الحديدية والكاموسيت وخامات الحديد الرسوبية. ويتشكل معدن السدريت كأحزمة ضئيلة السمك (Bands) وكدرنات (Concretions) أفقية في الرواسب الطينية الـدقيقـة الحبيبـات وخـاصـة في سحنـات الدلتا. ويظهر أيضًا فتات السدريت في المُدَمْلَكات المتشكلة في داخل حوض الترسيب (Intraformational conglomerates). وتشير جميع هذه الحقائق على أن السدريت يتشكل نتيجة عملية النشأة المابعدية

(Diagenetic) التي تحدث أثناء الدفن المبكر وعندما تكون الرواسب لا تزال عديمة الإحكام أو غير مدموجة.

مكونات صخور الكربونات

تمتلك صخور الكربونات أربعة مكونات رئيسة وهي:

١) الحبيبات ٢) راسب الأرضية ٣) اللاحم ٤) المسام

وصخور الكربونات تشبه حجر الرمل في عدد مكوناته ولكنها تختلف عنه من حيث إن حبيبات صخور الكربونات عامة تكون وحيدة المعدن (Monomineralic) وذات أنسجة متنوعة وهي متعددة في أصل نشأتها وتشكيلها (Polygenetic). ولِنَصِف الآن الحبيبات المتنوعة وراسب الأرضية واللاحم طبقًا لما لخصه (Selley, 1976, 1990, 1994) وهي ملخصة في جدول (٢٤).

جدول (٢٤). ملخص مكونات صخور الكربونات الرئيسة.

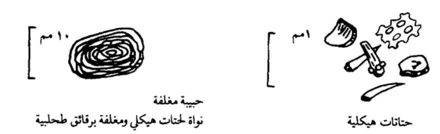
المكون	النوع	التفصيل
١ ـ حبيبات	أ ـ حبيبات حتاتية	كِسَر صخرية / كِسَر جيرية
	ب ـ حتاتات هيكلية	
	جـ ـ عقد طينية جيرية	
	د ـ حصى طينية جيرية (حبيبات تكتلية جيرية)	حبيبات مركبة / كريات طحلبية
	هـ ـ حبيبات مغلفة	سرئيات / بازلا صخرية / حبيبات ذات تغليف طحلبي
٢ ـ راسب أرضية	طين جيري (جير دقيق الحبيبات) / طيـن	
٣ ـ لاحـم	جير متبلر لامع (سبار: سباريت)	
٤ ـ مسام		

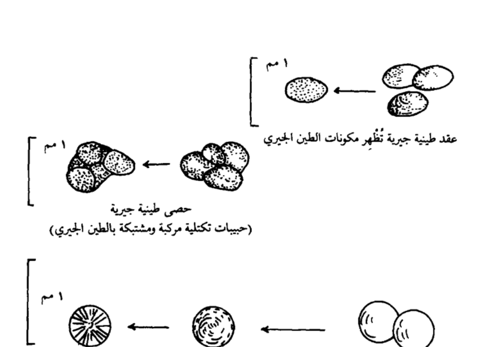
(عن: Leighton and Pendexter, 1962)

١ ـ الحبيبات Grains

عبارة عن جسيمات في حجم حبَّات الرمل أو أكبر، ومتعددة الأنواع ومنها يتشكل راسب الصخر. ويوضح كل من جدول (٢٤)، و(شكل ١٣٧) أنواع حبيبات صخور الكربونات، وهي الآتي:

(أ) حبيبات حتاتية Detrital grains. وهذه تتكون من كِسَر أو فتاتات صخرية (Lithoclasts) ، وفتاتات داخلية مثل فتاتات صخور الكربونات (Intraclasts). وتتكون





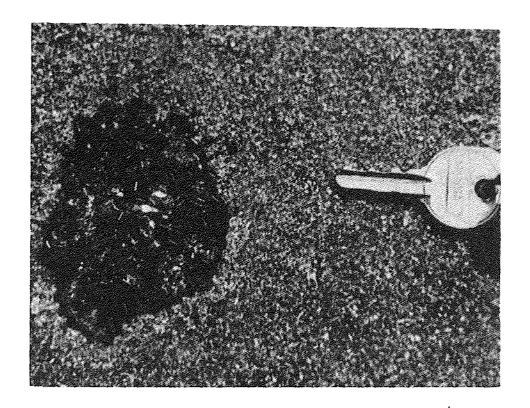
شكل (١٣٧). أنواع حبيبات الكربونات الرئيسة. (عن: Selley, 1976, 1994)

الكِسَر الصخرية (Rock fragments) ، من مادة غير جيرية (Non-carbonate) تشكلت خارج حوض الـترسيب، أي أنها نقلت على هيئـة حبيبـات وترسبت في حوض بيئة الـترسيب. وأحسن مثـال على ذلـك هو حبيبات الكوارتز وحبيبات المعادن الثقيلة. وبازدياد نسبة حبيبات الكوارتز في أحجار الجير فإنها تتدرج إلى ما يسمى بأحجار الجير الرملية (Sandy limestones) أو إلى ما هو أعلى من ذلك ويطلق عليه عندئذ مصطلح أحجار الرمل الجيرية (Calcareous sandstones).

وتعتـبر حبيبـات فتـاتـات صخور الكربونات التى تشكلت في داخل حوض الترسيب، عبارة عن كِسَر جيرية متفتتة من صخر الكربونات ثم أعيد ترسيبها في حوض الـترسيب الذي نشأت فيه أصلاً. ويرجع السبب في تكوين هذه الفتاتات الحوضية المنشأ والتشكل إلى السمنتة المبكرة والمتبوعة بعملية حت حدثت في نفس فترة الترسيب وعامة تعتبر هذه من خصائص صخور الكربونات.

(ب) حتاتات هيكلية Skeletal detritus. تعتبر حتاتات الهيكلية من أعظم أنواع الحبيبات أهمية. وهذه كما ذكرنا سابقًا تتكون من أراجونيت وكلسيت مع كميات أخرى وضئيلة من العناصر الأخرى. وتختلف أوجه البلورة لهذه الحتاتات الهيكلية، فقد تكون بلورات أراجونيت إبرية (Acicular) لأصداف الرخويات (Lamellibranch shells) وقد تكون بلورة كلسيت منفردة كأطباق القنفذانيات (Echinoid plates) . وكذلك تختلف أحجـام هذه الحتـاتـات فقد تكون بحجم أكبر صدفة أو بحجم البلورات الدقيقة المتفككة والمفردة. وتعود رداءة التصنيف النسيجي في رواسب الكربونات إلى استمرارية حت وبري حطام الهياكل الحتاتية نتيجة أنشطة الأمواج والتيارات وأيضًا نتيجة أنشطة العمليات الحيوية (مثل الحَفْر) المصاحبة.

(جـ) عقـد طينيـة جيرية Pellets or peloids. وهذه عبارة عن عقد أو كُرَيَّات طينية جيرية عديمة البنية أو التشكل وغير متبلرة (Mckee and Gutschick, 1969) . وأظهرت دراسة رواسب الكربونات الحديثة أن العقد الطينية تتشكل نتيجة عمليات مختلفة فكثير من الحيوانات غير الفقارية تُفْرز (تُخْرِج) طينًا جيريًا على هيئة عقد أو كُرَيَّات تسمى عقدًا جيرية غائطية (faecal pellets) ، (شكل ١٣٨)، ويحتمل أن تكون هذه من أهم الطرق التي تتكون بها العقد الجيرية وهناك طرق أخرى والتي يتشكل



شكل (١٣٨). كريات غائطية تشكلت بواسطة حيوان الجمبري Callianasa. (عن : Davis, 1983)

عنها العقد وتشمل هذه عملية التَّجَيُّر (Micritization) للحتاتات الهيكلية بواسطة الطحالب المجهرية (Endolithic algae) .

كما أفاد (Selley, 1994) أن هذه الطحالب الدقيقة (Endolithic algae) تثقب أسطح حبيبات الكربونات، المستعمرة بهذه الكائنات، وتغير طراز أنسجتها نحو طين جيري عديم البِنْية (Taylor and Illing, 1969) . ولقد اقترح كل من (MacIntyre, 1985 and Chafetz, 1986 عدة عمليات أخرى تتشكل بوساطتها العقد الطينية الجيرية . وتقع أهمية معرفة أصل نشأة أو تكوين العقد الطينية لأن هذا النوع من الحبيبات هو أحياناً المكون الرئيسي لتكوينات أحجار الجير.

ويكثر وجود العقد الجيرية في بيئات معينة مثل البرك البحرية الشاطئية (Lagoons) والمحجوزة (Sheltered embayments) حيث تحتوي صخور هذه المناطق على نسبة كبيرة من العقد الجيرية ضمن مكوناتها الحبيبية .

(د) **حصى طينية جيرية Lump.** وهي عبارة عن حبة تكتلية أو تجمعية مكونة من عدة عقد طينية ملتحمة مع بعضها وقد يطلق عليها مصطلح الحبيبات المركبة أو حجر العنب (Grapestone) لأنها تشبه في مظهرها عنقود العنب أو حبات العنب عندما تكون مجتمعة. وتشكل هذه الحبيبات نتيجة إعادة ترسيب (Reworking) راسب عقد الطين الجيري (Peloidal sediment) (أي الراسب المحتوي على نسبة كبيرة من العقد الطينية الجيرية Pellets) والذي سبق أن تعرض لعملية التصخر (Lithification). لذا يعتبر هذا الراسب من الحبيبات المتشكلة في داخل حوض الترسيب (Intraclasts).

(هـ) حبيبات مغلفة Coated grains. وتُظْهر هذه الحبيبات (تحت المجهر) بنيات داخلية إما على هيئة دوائر متحدة المركز (Concentric) لبلورات أراجونيت أو كلسيت مرصوصة حول نواة (شكل ١٣٧). وأيضًا أهم هذه الحبيبات مايسمى بالسرئيات (Ooids or ooliths) . وهذه عبارة عن حبيبات مستديرة وكروية ذات حجم متوسط إلى ناعم (٠,٢٥ ـ ٢ مم قطري). وتسمى الرواسب المحتوية على نسبة كبيرة من هذا النوع من الحبيبات بالسرئيات (Oolites) وذلك عندما تكون خالية من راسب الأرضية ومن أنواع أخرى من الحبيبات. وتتكون عامة السرئيات الصخرية (Ooliths) الحديثة من طبيقات دائرية متحدة المركز (Concentric layers) متماسة التراص والترتيب من بلورات الأراجونيت. وقد يتغير هذا الوضع في السرئيات الصخرية القديمة (Ancient ooliths) إلى ترتيب شعاعي (Radial) لبلورات كلسيت إبرية.

ويتشكل الرمل السرئي (Oolite sands) الحديث في بيئات عالية النشاط والطاقة مثل دِلَت المد والجزر (Tidal deltas). وتشبه هذه الرواسب مثيلاتها من الرواسب القديمة في كونها جيدة التصنيف (Well sorted) وقليلة أو خالية من راسب الأرضية (Matrix-free) وذات تطبق متقاطع. وتدل هذه الحقائق على أن السرئيات الصخرية تتشكل عن طريق التحام (Bonding) بلورات الأراجونيت حول أنوية (Nuclei) ما، مثل حبات من الكوارتز أو حبات هيكلية موجودة في بيئة نشطة وعالية الطاقة (High - energy environment).

أما النوع الثاني من الحبيبات المغلفة والتي تسمى البازلا الصخرية الجيرية (Pisoliths) لأنها تشبه في مظهرها حبات البازلا، وهي ذات أحجام يتجاوز مقاس

أقطارها عدة ملليمترات (أكبر من ٢ مم). وتتكون البازلا الصخرية الجيرية في كهوف، ولكثير من التفاصيل (انظر: Dunham, 1969).

ويتشكل النوع الثالث من الحبيبات المغلفة والتي يطلق عليها مصطلح كريات طحلبية (Oncoliths) وهي عبارة عن حبيبات ذات تغليف طحلبي وغير منتظمة الشكل وتصل أطوال أقطارها إلى ستة أو سبعة سنتمترات. وتكون رقائقها غير مستمرة حول النواة أو الحبيبة. ويتكون هذا النوع من الحبيبات نتيجة نمو الطحالب الزرقاء والخضراء البدائية على سطح حبيبة ما، واجتذاب الطين الجيري إلى أسطحها اللزجة. ويؤدي تدحرج الحبيبة المتقطع إلى تشكيل رقائق (أغلفة) غير متصلة أو غير مستمرة من الطين الجيري. وتشبه هذه الحبيبات في تكوينها طحالب الأسترماتوليت (شكل ١٥٧).

وبشكل معاكس لما تشير إليه السرئيات الصخرية (Ooliths) فإن كلاً من البازلا الصخرية الجيرية (Pisoliths)، والكريات الطحلبية (Oncoliths) تشير إلى تكوينها في بيئات منخفضة الطاقة أو غير نشطة (Low-energy environments)، ولمزيد من التفاصيل المتقدمة في هذا الموضوع راجع: Pettijohn, (1975) and Blatt *et al.*, (1980) و(الحمدان، ١٩٧٥م) و Bathurst, (1975); Blatt, (1992); Selley, (1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

٢ - راسب الأرضية Matrix

يطلق على طين الكربونات مصطلح الجير الدقيق الحبيبات (Micrite) ويتراوح حجم أقطار جسيمات الجير الدقيق الحبيبات بين ٠,٠٠٣ - ٠,٠٠٤ ملليمتر. وربما يظهر الجير الدقيق الحبيبات بكميات صغيرة مشكلاً راسب أرضية (Matrix) في أحجار رمل الكربونات. أو قد يكون بكميات كبيرة وشائعة وفي هذه الحالة يتشكل عنه صخر طين الكربونات والذي يطلق عليه مصطلح الجير الدقيق الحبيبات (Micrite) أو الوحل الكلسي (Calcilutite). وتتشكل الأوحال الجيرية (Lime muds) الحديثة من الأراجونيت وتتكون مثيلاتها القديمة أو الأحافير المتصخرة (Lithified fossils) من الكلسيت.

وهناك عدة عمليات تعمل على تشكيل الوحل الجيري، منها أنشطة الرياح والأمواج والمد والجزر. وتتسبب جميعها في تفتت وتكسير حطام الأصداف وفي النهاية ربما يتم سحجها أو (سحنها) إلى مكوناتها المتبلورة. وربما تنشأ بطريقة مشابهة العقد

الطينية الجيرية (Faecal pellets) . كذلك يقوم النشاط الحيوي بتفتيت جسيمات الكربونات لكي يتشكل منه الأوحال المتبلورة. ومن بين هذه الأنشطة الحيوية ما تقوم بعض أنواع الأسماك والتي تأكل المرجانيات (Corals) والصدفيات (المحاريات) القاعية والأحافير غير الفقارية المسلكية والطحالب الزرقاء ـ الخضراء. ويشكل هؤلاء حُفَرًا (Pits) في داخل الحبيبات الهيكلية والتي تؤدي إلى عملية التجير الدقيق (Micritization) في سطح الحبيبة. فتصبح الحبيبة هشة ثم تنكسر وينشأ عن ذلك تكوين الجير الدقيق الحبيبات (Micrite). وتفرز الطحالب الكلسية (Calcareous algae) (مثل طحالب Halimeda) إبر الأراجونيت في داخل أنسجتها العضوية وعندما تموت وتضمحل تبقى إبر الأراجونيت.

أيضًا هناك عمليات الترسيب غير العضوية المباشرة، والتي ينتج عنها تكوين وحل الأراجونيت (Aragonite muds) وتحدث هذه في بيئات الكربونات. فقد أشار (Wells and Illing, 1964) إلى مثل هذه البيئات ولكن الحديثة منها مثل مناطق الخليج العربي ورصيف جزر الباهاما والتي يترسب فيه الأراجونيت تلقائيًا من ماء البحر وعلى شكل قطع سُحبِيَّة بيضاء من الوحل الجيري متناثرة في وسط مياه البحر. ويمكن أن تعزى هذه إلى ترسيب الأرجوانيت التلقائي في ماء البحر.

٣ ـ اللاحم Cement

يعرف اللاحم بالمادة المتبلورة والتي تنمو داخل مسامات الراسب (Bathurst, 1975) ويحدث ذلك أثناء عمليات النشأة المابعدية (Diagenesis). ويطلق على هذه العملية «التبلور النتوئي» (Drusy crystallization) . وأعم أنواع اللاحم في أحجار الجير هو «الكلسيت المتبلور» والذي يسمى (Spar or sparite) ، (انظر التفاصيل في ص ٣٥٣، ٣٥٤) وتشتمل اللواحم الأخرى في صخور الكربونات على معادن الدلوميت والأنهيدريت والسليكا وهذه قليلة التوافر.

تصنيف وتسمية صخور الكربونات

لقد تم استخدام العديد من المعاملات الصخرية في تصنيف وتسمية صخور الكربونات وتشتمل هذه المعاملات (Parameters) على كل من:

١ ـ التكـوين المعـدني الكيميائي (Chemical composition) مثل حجر جير، دلوميت، سدريت، أنكريت . . . إلخ .
٢ ـ حجم الحبيبات (Grain Size).
٣ ـ نوع الجسيمات (Particle type).
٤ ـ نوعية وكمية المسامية .
٥ ـ درجة التبلور.
٦ ـ كمية الطين .

ولقد اشتمل ما حرره (Ham and Pray, 1962) على العديد من الأبحاث التي تناقش ما يعتمد عليه مفهوم تسمية وتصنيف صخور الكربونات . ولكن سنناقش هنا اثنين من هذه المقالات البحثية وذلك لأهميتها ولشيوع استعمال نتائجهما في وقتنا الحـاضر. وهذان البحثان هما ما أنجزه كل من (Folk, 1962) و (Dunham, 1962) . حيث يعـطي كلا البحثـين سلسلة من المصـطلحات والتجميع في تسمية وتصنيف صخور الكربونات بناء على المكونات المعدنية والنسيج عوضًا عن حجم الحبيبات . . . إلخ .

أولًا : تصنيف فولك لأحجار الجير

يشتمـل تصنيف العـالم فولك (Folk, 1962) لأحجار الجير (شكل ١٣٩) على خمس مجموعات وهي :

١ ـ مكونات كيميائية غير نقية Allochemical. وتعرف بالمجموعة رقم I وتظهر هذه ملتحمة بكلسيت متبلور لامع (Sparry calcite cement or sparite) .

٢ ـ مكونات كيميائية غير نقية Allochemical. وتعرف بالمجموعة رقم II وتنشأ مصاحبة لراسب أرضية من الكلسيت والأراجونيت دقيق التبلور أو الجير الدقيق الحبيبات (Microcrystalline aragonite and calcite or micrite matrix) .

٣ ـ مكونات كيميائية نقية Orthochemical. وتعرف بالمجموعة رقم III حيث المكون الرئيس جير دقيق الحبيبات (Micrite main constituent) .

٤ ـ صخـور شعابية مكانية النشأة Autochthonous reef rocks. وهي صخور شعـابية متراكمة (Bioherm) وتعرف بالمجموعة رقم IV ويمثلها الصخر الأحيائي أو الحيوي (Biolithite).

٥ ـ دلوميت تكوّن بالإحلال (أو بالاستبدال) Replacement dolomites. وتعرف بالمجموعة رقم V.

ويظهر من تجميع فولك في تصنيف صخور الكربونات أن هناك ثلاثة مكونات رئيسة والتي تتشكل منها أحجار الجير وأحجار الجير المتدلمتة جزئيًا (Partially dolomitised limestones) ، وهذه المكونات هي :

مكونات أحجار الكربونات طبقًا لتصنيف العالم فولك، (Folk, 1962)

١ ـ مواد كيميائية صلبة غير نقية Allochems. تشتمل على كل تجميع فتات الكربونات بأنواعها والتي يتعرض معظمها لعملية نقل في بعض مراحل تاريخها . وأهم فتات مكونات الكربونات الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) الآتي :

(أ) الفتاتات الصخرية (الجيرية) (Instraclasts) ذات النشأة المكانية والمتكونة في داخل حوض الترسيب.

(ب) العقد الطينية الجيرية (Pellets or peloids).

(جـ) السرئيات (Ooliths or ooids).

(د) الأصداف (Shells) أو حطام الفقاريات (skeletal debris).

وقد عرفنا جميع هذه المكونات بالتفصيل في الجزء السابق من هذا الفصل .

٢ ـ الجير الدقيق الحبيبات Micrite. وقد شرح بالتفصيل في الجزء السابق من هذا الفصل تحت عنوان راسب الأرضية (Matrix) ، صفحة (٣٥٠، ٣٥١) .

٣ ـ الكلسيت المتبلور اللامع Sparite. يتكون الكلسيت المتبلور اللامع من بلورات كلسيت لامعة ونظيفة (نقية) يصل أحجام حبيباتها إلى ١٠٠ ميكرون أو أكبر. وتملأ حبيبات الكلسيت مسامات موجودة سابقًا في أحجار الجير وقد تصل أحجام الحبيبات إلى أكثر من ١ ملليمتر. وبشكل لاحق فهي تملأ الفراغات (الفجوات) المتآكلة (Cavities) من الأصداف. ويظهر الكلسيت المتبلور اللامع (Sparry calcite) بشكل كبير في أحجار الجير الجيدة التصنيف (Well-sorted) أو المتكونة من سرئيات وحطام الأصداف جيدة الاستدارة (Well-rounded) . ومن المحتمل أن يزداد حجم حبيبات الكلسيت ويقل عددها كلما ابتعدنا عن المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) وتكون ملتحمة في اتجاه مراكز المسامات الأصلية أو الفجوات الأولية، (Greensmith, 1981) .

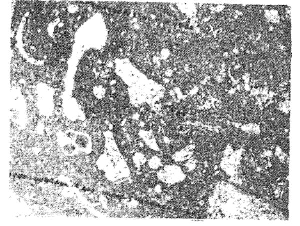
كما يجب التمييز بين الجير المتبلور اللامع (Sparry calcite) والكلسيت المعاد تبلوره (Recrystallised calcite) لأنه ربما تصل حجوم حبيبات الكلسيت المعاد تبلره إلى أكبر من ١٠ ميكرونات. ويتم تشكل الكلسيت المعاد تبلوره عن طريق الإحلال الثانوي لرواسب الكربونات المبكرة النشأة ومن ثم تميل بأن تقطع حدود الأنسجة السابقة والتشكل أو البنيات الداخلية للصخر نفسه. وإذا غابت مثل هذه العلامات المميزة فإن التفريق يصبح صعبًا ولكن هناك مميزات أخرى يمكن الاستدلال بها مثل حدود الحبيبات المتموجة (Wavy grain boundearies) ، وطفو الحبيبات في وسط راسب الأرضية والاختلاف في حجم الحبيبات المبعثرة أو المتناثرة، وقد لا تظهر هذه العلامات مجتمعة في عينة صخرية واحدة. وتكون أحجام الحبيبات مختلفة في داخل قطع (Parches) الكلسيت المعاد تبلوره. ويحتمل أن يعزى ذلك إلى تأثير سائل الضغط (أو الحل ـ Pressure solution) . وينتج عن اختلاف الضغوط على طول حدود التماس بين حبيبات الكلسيت الأصلية محلول أو سائل عند نقاط بذل الضغط (Strain) ويترسب هذا المحلول عند نقاط ضئيلة الضغط (Least pressure) . وبهذه الطريقة يتغير شكل الحبيبات الأصلية، وبشكل اختياري تتسع رقعة الحبيبات حتى تتشكل منها قطعة موزيك ثانوية (A patchy secondary mosqic) تظهر بشكل حبيبات غير منتظمة الشكل. وقد ينتج من هذا التغير ما يسمى بالبريشة الكاذبة (Pseudo-breccia) ، (Greensmith, 1981) .

توضح الأشكال (من ١٣٩ ـ ١٤٤) كيفية استخدام المكونات الثلاثة لأحجار الجير بالإضافة إلى الاختلافات في طبيعة المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) في التقسيم الجزئي أو القُسَيم (Subdivision) لمجاميع فولك الرئيسة لأحجار الجير المتنوعة. ويسمى الصخر عن طريق الربط المشترك، وفي شكل تسمية مختصرة لما يحتويه الصخر ما يُظهره تحت المجهر. فيشير الجزء الأول من الاسم المختصر إلى نوعية المكون من المادة الكيميائية الصلبة غير النقية (The allochme component) . ويشير الجزء الثاني إلى مواد اللاحم أو راسب الأرضية. فمثلاً تشير التسمية (Intrasparite) إلى صخر جيري يتكون من فتاتات جيرية ذات نشأة مكانية ومسمنتة (ملتحمة) بكلسيت متبلور لامع. تدل أيضًا التسمية (Biomicrite) إلى صخر جيري

مجموعة	فتاتات صخرية جيرية	سرئيات	ركام صدف	عقد طينية جيرية	(عن دنهام ١٩٦٢م)
	أنواع الحبيبات (عن فولك ١٩٦٢م)				
	جير، وحل، وحل جيرى، طباشير				١. حجر وحل أقل من ١٠٪ حبيبات
II	وحل جيرى مع فتات صخر جيرى	وحل جيرى مع سرئيات	وحل جيرى مع بقايا حيوية	وحل جيرى مع عقد طينية	٢. حجر غير نقي أكثر من ١٠٪ حبيبات وحل متماسك
I+II	كلسيت نقي متبلر مع طين جيرى وفتات صخر جيرى	كلسيت نقي متبلر مع طين جيرى وسرئيات	كلسيت نقي متبلر مع طين جيرى وبقايا حيوية	كلسيت نقي متبلر مع طين جيرى وعقد طينية جيرية	٣. حجر معبأ أكثر من ٥٪ وحل وحبيبات متماسكة
I	كلسيت نقي متبلر مع فتات صخرى جيرى	كلسيت نقي متبلر مع سرئيات	كلسيت نقي متبلر مع بقايا حيوية	كلسيت نقي متبلر مع عقد طينية جيرية	٤. حجر حبيبي أقل من ٥٪ وحل
IV	صخر مرجاني (شُعُب)، حجر أحيائي (حيوي)				٥. حجر مترابط مكوناته الأصلية متماسكة سويًا
III	جير دقيق التبلر كاذب — جير دقيق التبلر مع كلسيت نقي متبلر		جير دقيق التبلر — كلسيت دقيق التبلر أكثر من ٩٠٪ من الصخر		٦. كربونات متبلورة

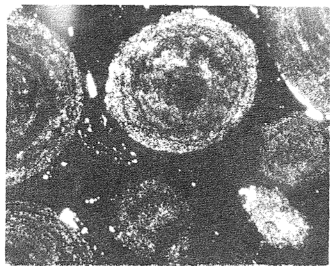
شكل (١٣٩). تسمية صخور الكربونات تحت المجهر حسب نظامي (Folk 1962 and Dunham, 1962) (انظر الأمثلة المعطاة في الأشكال من ١٤٠ ـ ١٤٤).

١. Madstone ، ٢. Wackestone ، ٣. Packstone ، ٤. Grainstone ، ٥. Boundstone ، ٦. Crystalline carbonate



(أ) طين جيري به بقايا حيوية (II) من متكون الحنيفة .

(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Biomicrite or Wackstone



(ب) طين جيري به سرئيات (II) من متكون الشُعيبة .

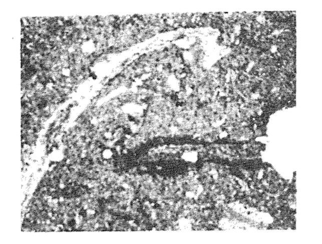
(Moshrif and Kelling, 1984)
Oomicrite (Oolitic Lst.)
or: Wackstone



(جـ) طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية (I + II) من متكون الحنيفة .

(Moshrif, 1981)
Biopelmicrite or Packstone

شكل (١٤٠). بعض نماذج لأنواع أحجار الجير، من الرَّف/ الرصيف العربي، المصنفة تحت المجهر.



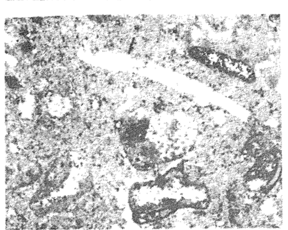
(أ) طين جيري به بقايا حيوية كبيرة (II) من متكون الحنيفة.

(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Biorudmicrite or Wackstone



(ب)طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية كبيرة (I + II) من متكون الحنيفة.

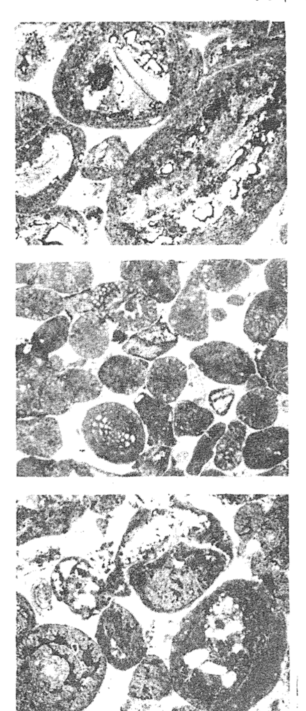
(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Biorudpelmicrite or: Packstone



(جـ) طين جيري به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية (I + II) من متكون الحنيفة.

(Moshrif & Al-Asa'ad, 1981)
Biosparimicrite or Packstone

شكل (١٤١). بعض نماذج لأنواع أحجار الجير، من الرَّف/ الرصيف العربي، المصنفة تحت المجهر.



(أ) كلسيت نقي كبير التبلور به سرئيات وبقايا حيوية (I) من متكون الحنيفة.

(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Bio-oosparrudite or Grainstone

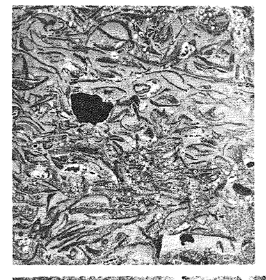
(ب) كلسيت نقي متبلور به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية (I + II) من متكون الحنيفة.

(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Biopelsparite of Packstone

(جـ) كلسيت نقي متبلور به سرئيات وبقايا حيوية (I) من متكون الحنيفة.

(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Bio-ooparite or Grainstone

شكل (١٤٢). بعض نماذج لأنواع أحجار الجير، من الرَّف/ الرصيف العربي، المصنفة تحت المجهر.



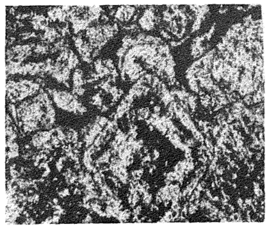
(أ) طين جيري به كلسيت نقي متبلور وغني بالبقايا الحيوية (I + II) من متكون البويب.

(Moshrif, 1981)
Biosparimicrudite (Coquina Limestone) or Packstone



(ب) صخر مرجاني أو حجر جير حيوي (IV) من متكون الحنيفة.

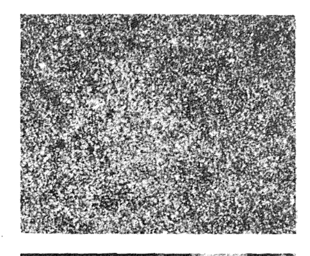
(Moshrif & Al-Asa'ad, 1984)
Biolithite (Reefal limestone) or Boundstone



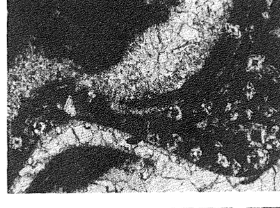
(جـ) حجر جير متدلمت أو طين جيري متدلمت من تكون الشعيبة.

(Moshrif & Kelling, 1984)
Dolomicrite (Dolomitic Limestone) or Crystalline Carborate.

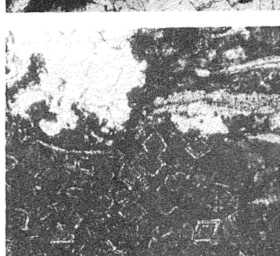
شكل (١٤٣). بعض نماذج لأنواع أحجار الجير، من الرُّف/ الرصيف العربي، المصنفة تحت المجهر.



(أ) طين جيري دقيق التبلور (III) من متكون البويب.
(Moshrif, 1981)
Micrite or Crystalline Carbonate



(ب) طين جيري متدلمت (V) به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية من متكون البويب.
(Moshrif, 1981)
Dolobiosparimicrite (Dolomitic Limestone) or Crystalline Carbonate



(جـ) طين جيري متدلمت (V) به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية من متكون البويب.
(Moshrif, 1981)
Dolobiosparimicrite (Dolomitic Limestone) or Crystalline Carbonate

شكل (١٤٤). بعض نماذج لأنواع أحجار الجير، من الرَّف/ الرصيف العربي، المصنفة تحت المجهر.

يتكون من بقايا أحياء صلبة (أحافير) محاطة براسب أرضية من الجير الدقيق الحبيبات. ويمكن أن نطلق التسمية (Biomicrudite) على الصخر الجيري المتكون من بقايا أحافير ورواسب أرضية من الجير الدقيق الحبيبات ولكن أضفنا كلمة (Rudite) في نهاية التسمية للإشارة إلى كبر حجم حبيبات المكون الرئيس من المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochem). فحجم كِسَر الأصداف الموضوعة في راسب الأرضية لاتقل عن ٢ ملليمتر بل أكبر من ذلك. وبالمثل يمكن تفسير ما تعنيه التسميات الأخرى المعطاة في الأشكال من (١٣٩ ـ ١٤٤) أو التسميات التي يمكن تركيبها بنفس طريقة الأمثلة المعطاة.

ثانيًا: تصنيف دنهام لأحجار الجير

يمكننا استخدام طريقة دنهام (Dunham, 1962) في تصنيف وتسمية صخور الكربونات والتي تعتمد بشكل كبير على خاصية النسيج الصخري (الأشكال من ١٣٩ ـ ١٤٤).

كذلك يوضح الجدول (٢٥) ملخص طريقة دنهام في تصنيف صخور الكربونات طبقًا للنسيج الترسيبي.

جدول (٢٥). ملخص تصنيف دنهام لصخور الكربونات طبقًا للنسيج الترسيبي.

أنسجة ترسيب مميزة					أنسجة ترسيب غير مميزة أو غير واضحة كربونات متبلرة
محتويات الوحل			تغيب الوحل وتركيز الحبيبات	المواد الأصلية ملتحمة أو مرتبطة مع بعضها	
تركيز الوحل		تركيز حبيبات			
أقل من ١٠٪ حبيبات	أكثر من ١٠٪ حبيبات				
حجر وحل Mud-stone	حجر واكي (غير نقي وطين متماسك) Wackestone	حجر معبأ Packstone	حجر حبيبي Grainstone	حجر مترابط المكونات Boundstone	حجر جير متبلر Crystalline Carbonate

بيئة هادئة ———————— بيئة مضطربة

ولايستخدم مصطلح «حجر الوحل» (Mudstone) كمرادف أو كبديل لمصطلح «الجير الدقيق الحبيبات» (Micrite) أو كبديل لمصطلح «الوحل الجيري» (Calcilutite).

لأن حجر الوحل يختلف في مكوناته (انظر التفاصيل عن كل من الجير الدقيق الحبيبات والطين الجيري في الفصل السادس). ويشتمل حجر الوحل (Mudstone) على أقل من ١٠٪ حبيبات تصل أحجامها إلى ٢٠ ميكرون. ويتكون حجر الواكي (Wackestone) من أكثر من ١٠٪ حبيبات ذات أحجام أكبر من ٢٠ ميكرون وتكون هذه الحبيبات طافية في راسب أرضية من الوحل. وتتكون الأحجار المعبأة (Packstone) من حبيبات شديـدة الترابط مـع بعضها ويتخللها لاحم وحلي (Interstitial mud cement) . وقد أشار (Greensmith, 1981) إلى أنه من فحص حجوم الحبيبات في الرواسب الحديثة تبين أن المـواد المشار إليها بالمصطلحين (Lutite) و (Silt-grade) غالبًا ما تكون مختلطة مما يصعب التفـريق بينهـا وتقسيمهـا إلى تلك أكبر من ٢٠ ميكرون وهذه أقل من ٢٠ ميكرون. لذا يستخدم مصطلح (الوحل Mud) للربط بينهما ويحتفظ بمصطلح (Grain) عنـد الإشـارة إلى أحجار ذات حبيبات رملية (Sand-sized) تزيد أحجامها عن ٦٠ ميكرون. عندئذ نجد أن الأحجار الحبيبية (Grainstone) تشير إلى صخور كربونات خالية من الوحل (Mud-free) وتدل على أنها ترسبت في قيعان ذات تيارات عالية الطاقة (قـوية) نسبيًا. ويستخـدم المصـطلح (Boundstone) أو الحجر المترابط للإشارة إلى الصخـور الجـيرية والمتشكّلة أسـاسًـا من شبكـة أحياء مترابـطة من الأجزاء الصلبة للكائنات الحية مثل المرجانيـات الشعابيـة. ويشيـر مصطلح الكربونـات المتبلـورة (Crystalline carbonates) إلى الصخـور الجـيرية التي فقـدت كل أنسجتهـا الأولية الأصلية وأدَلُّ مثال على ذلك صخور الدلوميت.

ومن فوائـد استخدام منهاج دنهام في تصنيف صخور الكربونات هي بساطة التسمية وإمكانية تعريف صخور الكربونات باستخدام العدسة اليدوية والتركيز على نوعية الطراز (Fabric) ومحتوى راسب الأرضية، ومن هذين العاملين يمكننا الاستدلال على معامل طاقة (نشاط) الترسيب، فمثلاً تدل الأحجار الجيرية ذات التدعيم الوحلي (Mud-supported) (المحتوية على نسبة كبيرة من الوحل) على ترسيب في بيئة منخفضة الـطاقـة أو ضعيفـة النشاط التياري أو هادئة. وبشكل مضاد تقترح الصخور ذات التـدعيم الحبيبي (Grain-supported) ، (المحتـوية على نسبـة كبـيرة من الحبيبات) والمتحررة من راسب الأرضية (Matrix-free) أو الوحل على أنها ترسبت في بيئة عالية

الطاقة أو نشطة التيارات أو مضطربة حيث لايسمح للوحل أن يستقر ويترسب فيها. ومما يستحق تذكره هنا هو أن الجير الدقيق الحبيبات ذو نشأة أصلية متعددة (Polygenetic origin) ، وقد ناقشنا سابقًا الطرق المختلفة والتي يتكون منها هذا الراسب. لأنه من المحتمل جدًّا أن يترسب رمل الكربونات النظيف في بيئة عالية الطاقة أو نشطة ومع ذلك ربما يظهر معه جير دقيق الحبيبات نتيجة مصاحبة النشاط الحيوي (Bioturbation) ، والتجير الطحلبي (Algal micritization) وتسرب مادة هذا الراسب في مسامات الصخر نفسه لأنه عالي النفاذية.

ويمكننا استخدام (شكل ١٣٩) كملخص لتسمية وتصنيف صخور الكربونات طبقًا لمنهاج كل من فولك ودنهام.

ويستحسن أن نحتفظ باستخدام معاملات (Parameters) مثل حجم الحبيبات والتصنيف (Sorting) ومحتوى راسب الأرضية للاستدلال على صخور الكربونات المترسبة في بيئة ديناميكية متميئة (Hydrodynamic environment) . وإذا أخذنا مثلاً الحجوم البدائية الكبيرة للمواد الفقارية أو الهيكلية في صخور الكربونات فإنه من الخطر جدًّا أن نستخدم حجم الحبيبات كعامل طاقة مميز يعكس لنا الوضع في بيئة الترسيب لهذا الصخر وبنفس الطريقة التي يمكن استخدامها في حالة الرواسب الأرضية (Terrigenous deposits) . لنأخذ في الاعتبار مثال الشِّعاب المحارية (Oyster reefs) المتكونة في البرك الشاطئية الحديثة (Modern lagoons) ، فمن حيث مصطلح حجم الجسيمات فهذه عبارة عن مدملكات وبريشة عضوية تكونت في بيئة منخفضة الطاقة (Low-energy conglomerates). (Selley, 1976).

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة عن مستوى هذا المقرر يمكن لطالب الدراسات العليا مراجعة كل من:

Greensmith, (1981); Bathurst, (1975); Pettijohn, (1975); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.,* (1980); Smosna (1987); Selley, (1990, 1994); Blatt, (1992); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

أولاً: أنواع أحجار الجير الرئيسة

من المناقشة السابقة حول تصنيف صخور الكربونات طبقًا لمنهاج فولك يمكننا

القول بأن هناك ثلاثة عوائل رئيسة يتشكل منها أحجار الجير. ويمكننا التعرف على هذه الأصناف من أحجار الجير عن طريق الآتي، كما دونه (Folk, 1959).

تحتوي تقريبًا جميع صخور الكربونات على أكثر من نوع واحد من المواد أو المكونات. فربما يكون صنف من صخور الكربونات عبارة عن خليط من السرئيات والأحافير ولاحم الكلسيت المتبلور اللامع (Sparry calcite). وربما يتكون صنف آخر من غرين الكوارتز والعقد الجيرية ورزغ جيري دقيق التبلور (Microcrystalline ooze) الذي حل معدن الدلوميت والظر (الشيرت Chert) محل جزء منه. فلو صرفنا النظر مؤقتًا عن محتويات المواد الأرضية (مثل الغرين والكوارتز) والمعادن التي حلت بشكل متأخر محل الجير الدقيق التبلور أو امتلأت به الفراغات (من شقوق وثقوب) بعد فترة الترسيب، نجد أن بإمكاننا إيجاد قاعدة جيدة لتصنيف أحجار الجير بناءً على نسب تواجد المكونات الثلاثة الأساسية وهي:

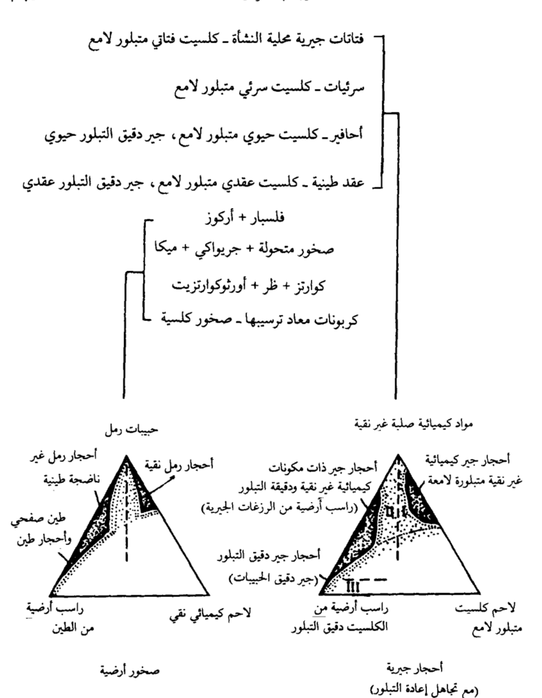
١ ـ المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems).

٢ ـ رزغة جيرية دقيقة التبلور (Microcrystalline ooze).

٣ ـ لاحم كلسيت متبلور لامع (Sparry calcite cement).

مستخدمين في ذلك منهاج المثلث متساوي الأضلاع (شكل ١٤٥).

تشكل المواد الكيميائية الصلبة غير النقية إطار الصخر الجيري وتتكون هذه من أصداف (Shells)، وسرئيات (Oolites) وحصى كربونات صغيرة (Carbonate pebbles)، أو عقد طينية جيرية (Pellets) وجميعها يتشكل منها كتلة معظم أحجار الجير. وهذه المكونات تشبه مثيلاتها من رمل الكوارتز الذي يتشكل منه أحجار الرمل أو تلك الحصيات التي تتشكل منها المدملكات أو البريشة. ويمثل رزغ الجير الدقيق التبلر (Microcrystalline ooze) راسب الأرضية الذي يتكون من جير في حجم حبيبات الطين ويشير وجوده في الصخر على ضعف التيارات السائدة في بيئة أو حوض الترسيب، ويمكن مقارنة هذه بوجود معدن الطين كراسب أرضية في حجر الرمل والذي يدل على رداءة الغسل والإزاحة في حوض الترسيب. ويمثل لاحم الكلسيت المتبلور (Sparry calcite cement) بما يملأ الفراغات المسامية في الصخر الناتجة من غسل وإزاحة بعض من الجير الدقيق التبلور وهذه تشبه أحجار الرمل المسامية وعديمة الطين



شكل (١٤٥). المقارنة بين تقسيم أحجار الجير والصخور الأرضية حسب تقسيم فولك.
(عن: Folk, 1959)

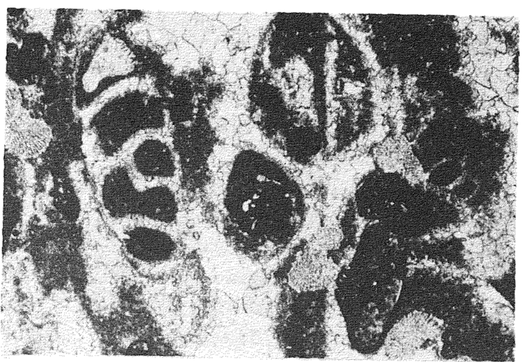
(فقيرة في المواد الدقيقة) عندما تصبح مسمنتة (ملتحمة) بترسبات كيميائية مثل لاحم الكلسيت ولاحم السليكا والتي تترسب في مسامات حجر الرمل. لذا فإن العلاقة النسبية الموجودة بين لاحم الكلسيت المتبلور والجير الدقيق التبلور تمثل أهمية عظمى في صخور الكربونات مثل الأهمية الموجودة بين درجة التصنيف (Sorting) وشدة التيار في بيئة الترسيب حيث يمكن مقارنتها بأهمية النضوج النسيجي (Textural maturity) في أحجار الرمل (أو الرواسب الأرضية). فإذا رسمنا هذين المكونين ومكون إطار الصخر الرئيس (Allochem grains) كثلاثة أقطاب موزعة على نهاية رؤوس منهاج المثلث المتساوي الأضلاع والزوايا (شكل ١٤٥) فإننا نجد أن أحجار الجير العادية تشكل المساحات المظللة من هذا الرسم. كما يظهر على الرسم نفسه أقسام العوائل الثلاث الرئيسة التي يتشكل منها أحجار الجير. وبشكل مماثل إذا رسمنا الصخور الأرضية على مثلث ذي ثلاثة أقطاب متشابهة وموزعًا عليها الرمل مضافًا إليه الغرين، ورواسب الأرضية (طين) ولاحم كيميائي نقي (Orthochemical cement)، نحصل على مساحات مظللة تشبه تقريبًا تِلْك التي ظهرت في حالة أحجار الجير (انظر: شكل ١٤٥).

ويجدر بنا أن نُذَكِّرْ بما نوه به فولك بأن هذا التنبؤ في تصنيف أحجار الجير مبني على أن كلاً من لاحم كلسيت متبلور وأيضًا كلسيت دقيق التبلور تكون واضحة الرؤيا في الصخر وهي عبارة عن المكونات الأصلية من المواد الكيميائية الصلبة والموجودة أصلاً في حوض الترسيب. بمعنى أن لاحم الكلسيت المتبلور لم يتشكل نتيجة تجمع (تجميع) من إعادة تبلور رزغ الكلسيت الناعم (Fine calcite ooze)، وأيضًا عدم تشكل الكلسيت الدقيق التبلور (Microcrystalline calcite) من تفتت أو تكسر الكلسيت الخشن المعاد تبلوره (Recrystallized coarse calcite). ولا يشك في أهمية عملية إعادة التبلور والتي تحدث في بعض متكونات أحجار الجير إلا أن ما اقترحه فولك هنا في تصنيف أحجار الجير لا يطبق على الصخور الجيرية المعاد تبلورها، ومع ذلك فإن هذا التصنيف يعطي أسسًا ضرورية لدراسة الصخور الجيرية المعاد تبلورها لأن الترسيب الأصلي لهذه الصخور جميعها يجب أن يكون تابعًا لإحدى هذه العوائل أو المجاميع من أحجار الجير والمقترحة هنا.

(أ) المجموعة الأولى من أحجار الجير Group I limestones

تُمثِّل هذه المجموعة أحجار الجير المتكونة بشكل رئيس من لاحم كلسيت متبلور وقطع صلبة كيميائية من الكسر أو الفتاتات الجيرية المكانية النشأة (Intraclasts) وسرئيات وأحافير وعقد طينية جيرية. ويطلق على هذه المجموعة مصطلح (Sparry allochemical rocks) أو ما تعنيه بصخور الجير المتبلور النقي. وتكون هذه الصخور معادلة لتلك الرواسب الأرضية الجيدة التصنيف (Well sorted) مثل أحجار الرمل والمدملكات الأرضية. حيث تجمعت أو تراكمت في هذه المجموعة من الصخور الجيرية الجسيمات المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Intraclasts, oolites, fossils or pellets) نتيجة شدة التيارات السائدة في حوض الترسيب والتي كانت قادرة على إزاحة جميع راسب الأرضية من الجير الدقيق التبلور وملء المسامات الموجودة بين الحبيبات الكيميائية بالترسيب المباشر من لاحم الكلسيت المتبلور. ويحتوي هذا النوع من أحجار الجير ذات التبلور اللامع والنقية (Sparry limestones) على أنسجة (Textures) وبنيات رسوبية أولية (Sedimetnary structures) تشبه تلك الموجودة في الصخور الأرضية، مثل التطبق المتقاطع والتوجيه الحبيبي الجيد (Good grain orientation) . وتختلف نسبة تواجد كمية كل من لاحم الكلسيت المتبلور والمواد الكيميائية الصلبة غير النقية في حدود معينة بسبب مدى خاصية الترابط والتعبئة (Packing) في الصخر. فهناك حدود لدرجة تقارب جسيمات المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) والتي ربما تعبأ (Packed) تاركة فراغات مسامية لكي تملأ أو تشغل باللاحم. يجب كذلك أن يكون هناك حدًّا أدنى معين من كمية الجسيمات الكيميائية الصلبة غير النقية موجودة في الصخر لكي تسند بنية الصخر، لأنه ليس بإمكان الصخر، عامة، التشكل فقط من مادة لاحم كلسيت متبلور بمفردها، إلا إذا حدثت عملية إعادة تبلور شاملة للصخر الأصلي. كما لا يخفى علينا أن مادة لاحم الكلسيت المتبلور تنشأ عن طريق نموها في متسع الفراغات المسامية. ويجدر بنا أن نتذكر هنا ما سلف ذكره وهو أن صخور الكربونات عند ترسبها ربما تحتوي على نسبة عالية من المسامية وهذه أعلى بكثير من تلك المسامية التي تحتويها كل أحجار الرمل والمدمكات عند وقت الترسيب وبأحجام حبيبات مقاربة لأحجام حبيبات صخور الكربونات. ويعود السبب في ذلك إلى أن جسيمات الأحافير والفتات

الجيري ذات النشأة المكانية (Intraclasts) لصخور الكربونات تكون غير منتظمة الشكل. فمثلاً ربما تحتوي صخور الجير المحاري (Coquinas) على نسبة تقترب من ٨٠ - ٩٠٪ من المسامية وذلك قبل سمنتته أو التحامه بمادة الأسبار (أو الكلسيت المتبلور اللامع). (انظر: شكل ١٤٦).



شكل (١٤٦). حجر جير متبلور لامع يحتوي على أحافير وكسر جيرية ,Intrabiosparite limestone) I + II أو (Packstone) من متكون البويب في وسط شبه الجزيرة العربية. (عن: (Moshrif, 1981

(ب) المجموعة الثانية من أحجار الجير Group II limestones

تتكون صخور هذه المجموعة بشكل رئيس من نسبة كبيرة من الفتات الكيميائي (Allochems) وراسب أرضية من الجير الدقيق التبلور (Microcrystalline matrix) وقليل جدًا من كلسيت متبلور وقد يكون معدومًا في معظم الأحيان. ويطلق على هذه المجموعة مصطلح (Microcrystalline allochemical rocks) أو ما نعنيه بصخور الجير دقيق التبلر غير النقي ذات الجير الدقيق التبلور كراسب أرضية. ويظهر من مكونات هذا النوع من

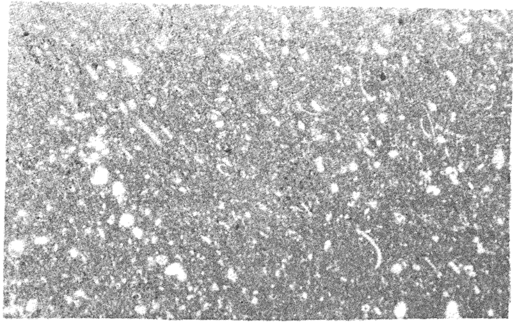
الصخور الجيرية أنها ترسبت في بيئة ترسيبية تسودها تيارات ضعيفة الطاقة وغير مستمرة حيث لم تستطع إزاحة رزغة الجير الدقيق التبلور (Microcrystalline ooze) الذي بقي في هذه الرواسب كراسب أرضية (Matrix). ويرجع قلة الكلسيت المتبلور (Sparry calcite) أو انعدامه كلية إلى عدم تواجد مسامات فارغة لكي يتشكل أو ينمو فيها الأسبار (Spar). وقد تصل نسبة المواد الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) أو ما يعرف بـ (Intraclasts, Oolites, Fossils or Pellets) في صخور الجير الكيميائي الدقيق التبلور غير النقي (Microcrystalline allochemical rocks) إلى حوالي ٨٠٪ أو تنحـــدر هذه النسبة إلى صفر في بعض الأحيان. ويعود ذلك إلى أن بمقدور الرزغة الجيرية الدقيقة التبلور (Microcrystalline ooze) أن تشكل الصخر الجيري بشكل مستقل (وهذه تقارن بأحجار الطين في سلسلة الصخور الأرضية) من أي مكونات أخرى. وباستطاعتها أيضًا قبول أي كمية من مواد المكونات الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) والتي تصبح مختلطة معها. لذا يصبح الخط الفاصل بين صخور الجير الكيميائي الدقيق التبلور غير النقي (Group II limestones) وصخور رزغة الجير الدقيقة التبلور (Group III limestones) أو (Microcrystalline rocks) خط عرفي. ولكن اقترح العالم فولك أن يرسم هذا الخط عند نسبة ١٠٪ من مواد المكونات الكيميائية الصلبة. (انظر شكل ١٤٧).

(جـ) المجموعة الثالثة من أحجار الجير Group III limestones

يطلق على صخور هذه المجموعة مصطلح صخور رزغة الجير الدقيقة التبلور (Microcrystalline rocks) لأنها تتكون تقريبًا بشكل كلي من رزغة جير دقيق التبلور (Microcrystalline ooze) مع قليل من مواد المكونات الكيميائية الصلبة غير النقية (Allochems) وفي معظم الحالات تكون غائبة أو معدومة. وتدل هذه الصخور على أنها ترسبت نتيجة معدل عالي في سرعة ترسيب الرزغ الجيري الدقيق التبلور مع عدم توفر تيارات قوية، وإذا وجدت فإنها تكون نادرة وضعيفة التأثير ويمكن مقارنة رواسب هذه الصخور بأحجار الطين من بين الصخور الأرضية. ومن المحتمل جدًا أن تتشكل صخور رزغة الجير الدقيقة التبلور (شكل ١٤٨، Micrites or calcilutites) في بيئات مياه عميقة أو في مياه قليلة العمق ولكنها معزولة عن أنشطة التيارات أو الأمواج (مثل: Lagoons or sheltered embayments).



شكل (١٤٧). حجر جير دقيق التبلور يحتوي على أحافير وكسر جيرية (Intrabiomicrite limestone, II) أو (Wackstone) من متكون البويب في وسط شبه الجزيرة العربية.
(عن: Moshrif, 1976)



شكل (١٤٨). حجر جير دقيق التبلور (Micrite, III) أو (Crystalline carbonate) من متكون البويب في وسط شبه الجزيرة العربية. (عن: Moshrif, 1976)

وربما يحدث أن تضطرب بعض رواسب صخور رزغة الجير الدقيقة التبلور (Microcrystalline rocks) وذلك إما نتيجة أنشطة الديدان المسلكية (Boring organisms) أو بسبب تشوه رواسبها عندما تكون طرية. ويؤدي هذا الاضطراب إلى تشكيل فتحات (مسامات) تملأ بكلسيت متبلور. ومن المحتمل جدًّا أن نجد بعض طبقات صخور الرزغة الجيرية الدقيقة التبلور قد تمزقت بشكل جزئي وذلك بسبب نشاط تيارات القاع وأعيد ترسيبها بسرعة ولكن بدون تشكل فتات الجير ذي النشأة المكانية (Intraclasts). وتعتبر هذه الطبقات كصخور مضطربة من الجير الدقيق التبلور حيث يطلق عليها المصطلح (Dismicrite). أو ما نعنيه بصخور رزغة الجير الدقيقة التبلور المشوهة.

تتشكل أجزاء بعض أحجار الجير من بنيات عضوية نمت في مكان الترسيب وأدت إلى تكوين كتلة صخرية متماسكة وأكثر مقاومة لأي نشاط وتتمثل هذه الكتلة الصخرية العضوية في أجزاء عديدة من صخور أحيائية والمسماة (Bioherms)، (Cumings and Shrock, 1928).

وحيث إن هذه الصخور فريدة في أنماط نشأتها فقد وضع لها فولك تصنيف خاص وهو المجموعة الرابعة (Type or group IV). وتعرف الآن تحت المصطلح الصخري الحيوي (Biolithite) أو صخور الجير الشُّعبية ذات النشأة المكانية (Autochthonous reef rocks)، راجع (شكل ١٣٩). وهذه الصخور الحيوية إما أن تكون صخور أحيائية طحلبية (Algal biolithite) أو صخور أحيائية مرجانية (Coral biolithite). ومن الضروري جدًّا أن نتذكر دائمًا أن استخدام المصطلح (Biolithite) أو (Boundstone) يجب تطبيقه فقط على الصخر المتكون من بنيات أو تشكيلات صخرية عضوية راسخة النمو في مكانها ولا يصح تطبيقه على كِسَر الحطام المجروفة من الجسم الحيوي الصخري والتي تشكل ما يملأ الجيوب والشقوق الموجودة في أسفل منحدر الشُّعب أو الشِّعاب المرجانية، وكذلك لا يصح تطبيق هذا المصطلح على الرواسب المنحدرة من الشُّعب نفسه والتي تغطي المنحدر. ويرجع السبب في ذلك إلى أنه إذا كسرت أو تفتتت هذه البنيات الصخرية العضوية وأعيد ترسيبها فإن الصخر الناتج يعتبر متشكل من حطام حيوي (Biogenic debris) أو فتات جير نشأ في مكانه

(Intraclasts) وهـذه بالـطبـع تتبـع صخـور المجمـوعة الأولى (Group I) أو صخور المجموعة الثانية (Group II) معتمدة في ذلك على المواد المتوافرة بين هذه الفتاتات (Interstitial material).

وتتْبع معظم أحجار الجير في تصنيفها أحد أنواع المجموعة الأولى أو المجموعة الثانية لأنه عادة إما أن يكون كلسيت متبلور أو كلسيت دقيق التبلور هو الأكثر وضوحًا والأكثر سيادة. وكما ذكرنا سابقًا تدل أحجار جير المجموعة الأولى (Group I limestones) على بيئة ترسيبية يسودها تيارات قوية ومتواصلة النشاط ويطلق على هذه البيئة (High-energy environment) . بينما تشير أحجار جير المجموعة الثانية (Group II limestones) إلى ترسيب في بيئة قليلة التيارات وتكون هذه التيارات ضعيفة وغير متواصلة النشاط ويطلق على هذه البيئة (Low-energy environment) . وتعكس أيضًا صخور المجموعة الثانية أن هناك فترات يسودها ارتفاع في معدل سرعة الترسيب وهي التي أدت إلى تكوين رزغة الجير دقيق التبلور والمتشكل منه راسب أرضية الصخر. هذا بالإضافة إلى أن في بعض الأطيان الجيرية والمحتوية على عقد طينية جيرية (Pellet calcilutites) تكون المسامات بين العقد الطينية الجيرية صغيرة للغاية لدرجة أن تكون بلورات الكلسيت المتبلور دقيقة جدًا مما يصعب تمييزها من رزغة الجير الدقيق التبلور. ففي هذه الحالة يمكن الإشارة إليها عند التسمية بكتابة الإثنين معًا مع وضع علامة شرْطَة بينهما لتصبح كالتالي: (I-II) أو على سبيل المثال (انظر الأشكال من ١٣٩ - ١٤٤)، (Biomicrite-Biosparite) أيضًا (Intrasparite-Intramicrite). ويوضح الجدول (٢٦) التفاصيل التحت تقسيمية لأنواع أحجار الكربونات المختلفة والتي قسمت حسب منهاج فولك. ولمزيد من التفاصيل المتقدمة في هذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من: (الحمدان، ١٩٧٥م)، Folk, (1959, 1973); Bathurst, (1975); Pettijohn, (1975); Greensmith, (1981); Blatt, (1992); Selley, (1990, 1994); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

النشأة المابعدية وتكوين المسامية في صخور الكربونات

يعود تعقيد النشأة المابعدية في صخور الكربونات (كما أشرنا سابقًا) إلى عدم ثبات معادنها وارتفاع نفاذيتها الأولية التي تجعل من هذه الصخور عرضة بأن تتخللها

جدول (٢٦). تصنيف صخور الكربونات

الكمية الحجمية للمكونات الصخرية الكيميائية غير النقية	أحجار جير، أحجار جير متدلمتة جزئيًا، ودلوميت أولي — أكثر من ١٠٪ كسر صخرية كيميائية غير نقية (مجموعة I، II)		أحجار جير، أحجار جير متدلمتة جزئيًا، ودلوميت أولي — أقل من ١٠٪ كسر صخرية كيميائية غير نقية (مجموعة III)			دلوميت تكون بالاحلال (مجموعة V)	
	لاحم كلسيت متبلر لامع أكثر من راسب الأرضية المتكون من رزغ جير دقيق التبلر	راسب أرضية من رزغ الجير الدقيق التبلر أكثر من لاحم الكلسيت التبلر اللامـع	١ ـ ١٠ مواد صلبة كيميائية غير نقية	أقل من ١٪ مواد صلبة	صخور حيوية غير مضطـ نة (IV)	أشباح من مواد صلبة كيميائية غير نقية	تغيب أشباح المواد الصلبة الكيميائية الغير نقية
	صخور كيميائية غير نقية من الكلسيت المتبلر اللامع (I)	صخور كيميائية غير نقية من الجير الدقيق التبلر (II)					
أكثر من ٢٥٪ فتاتات ذات نشأة مكانية (i)	كسر من الكلسيت المتبلر الخشن (Ii : Lr) كسر من الكلسيت المتبلر (Ii, La)	كسر من الجير الدقيق التبلر الخشن كسر من الجير الدقيق التبلر (IIi:La)	كسر جيرية محلية النشأة جير دقيق التبلر يحوي كسر جيرية (III:Lr or La)	جير دقيق التبلر (IIIm:L) وإذا كانت طبقة مشوهة، صخور رزغة الجير المشوهة (IIImX:L)، وإذا كان أولي، جير دقيق التبلر متدلمت (IIIm:D)	صخـر حيـوي (IV:L)	كسر فتاتية من الدلوميت الدقيق التبلر (V:D6*) . . . إلخ	دلوميت متوسط التبلر (V:D4*)
أقل من ٢٥٪ فتاتات ذات نشأة مكانية — أكثر من ٢٥٪ سرئيات (O)	سرئيات من الكلسيت المتبلر الخشن (Io:Lr) سرئيات من الكلسيت المتبلر (Io:La)	سرئيات من الجير الدقيق التبلر الخشن سرئيات من الجير دقيق التبلر (IIo:La)	سرئيات: جير دقيق التبلر سرئيات (IIIo:Lr or La)			دلوميت سرئي خشن التبلر (Vo:D5*)، إلخ	دلوميت دقيق (V:D3*)
أقل من ٢٥٪ سرئيات — النسبة الحجمية للأحافير إلى العقد الطينية: أكثر من ١:٣ (b)	كلسيت متبلر خشن حيوي (Ib:Lr) كلسيت متبلر حيوي (Ib:La)	جير دقيق التبلر خشن (IIb:Lr) جير دقيق التبلر حيوي (IIb:La)	أحافير: جير دقيق التبلر غني بالأحافير (IIIb:Lr, La or Li)			دلوميت حيوي عديم التبلر (Vb: Di*)6 . . . إلخ	
١:٣ ـ ٣:١ (bp)	كلسيت متبلر عقدي حيوي (Ibp:La)	جير دقيق التبلر عقدي حيوي (IIbp:La)	عقد طينية: جير دقيق التبلر يحوي عقد طينية (IIIp: La)			دلوميت عقدي دقيق التبلر جدًا (Vp:D2*) . . . إلخ	
أقل من ٣:١ (p)	كلسيت متبلر عقدي (Ip:La)	جير دقيق التبلر عقدي (IIp:La)					
			أغلبية تواجد المواد الصلبة الكيميائية غير النقية			وضوح تواجد المواد الصلبة الكيميائية غير النقية	

(عن: Folk, 1959)

شوائب فعّالة أو متجددة النشاط. وقد أوضح (Choquette and Pray, 1970) أن الخصائص الطبيعية للمسام في صخور الكربونات هي كالتالي:

١ ـ تكون المسامية الأولية الأصلية في صخور الكربونات (٤٠ ـ ٧٠٪) عامة وهذه أعلى من مسامية الرواسب الرملية القارية التي تتراوح بين (١٥ ـ ٥٥٪).

٢ ـ تشتمل المسامية الأولية (Primary porosity) في صخور الكربونات على كل من مسامية بين الحبيبات (Interparticle porosity) ومسامية داخل الحبيبات (Intraparticle porosity). راجع التفاصيل في الفصل الثاني ص٥٦.

٣ ـ ربما تصبح في النهاية نسبة مسامية خزانات صخور الكربونات بين خمسة إلى خمسة عشر في المائة، حيث يكون جزء قليل من هذه النسبة مسامية أولية.

٤ ـ تكون معظم المسامية في خزانات صخور الكربونات عبارة عن مسامية ثانوية (Secondary porosity) ذات نشأة مابعدية (راجع التفاصيل في الفصل الثاني). ولكن من بين هذه الأنواع من المسامية الثانوية نخص بالذات مسامية بين البلورات (Intercrystalline porosity) ومسامية القالب (Moldic porosity) ومسامية الثقب (Vuggy porosity).

٥ ـ كذلك تكون أحجام وأشكال المسامات المفردة مختلفة بشكل كبير في داخل صخر جيري واحد ولا تشبه مثيلاتها في أحجار الرمل حيث يوجد قليل من التوافق (Correlation) بين الحجم الكمي للمسام (Pore volume) وأبعاد المسام (Pore geometry) وحجم وشكل وتصنيف الحبيبات. وحيث إن الخصائص الطبيعية للمسام عالية الاختلاف في إطار حجم صغير لصخر الكربونات فإنه من الضروري أن تقاس المسامية والنفاذية من جميع عينات الصخر عوضًا عن الاكتفاء بمقاسات تؤخذ من جزء صغير من هذه العينات. كما يتطلب معرفة اتساع رقعة الثقوب (الحفر) في خزانات الهيدروكربون لكي تتحصل على حسابات دقيقة صحيحة عن نسبة المخزون والإنتاج الفعلي. وللمزيد عن تفاصيل هذا الموضوع راجع:

Chilingar *et al.*, (1972); Langres *et al.*, (1972); Reekman and Friedman, (1982); Schroder and Purser, (1986); Burchette and Britten, (1985); Schneidermann and Harris, (1985) and Boggs (1995).

ويلخص الجدول (٢٧) عمليات النشأة المابعدية الرئيسة في صخور الكربونات ومدى تأثير هذه العمليات على كمية ونوعية المسامية في هذه الصخور. وتتم عمليات النشـأة المـابعـدية (Diagenetic processes) في صخـور الكربونات من خلال أربعة عمليات مبينة فيما يلي :

١ ـ عملية التبلور النتوئي Drusy crystallization

يتشكل لاحم الكلسيت المتبلور في صخور الكربونات نتيجة أنماط مختلفة (راجع ماسبق شرحه عن اللاحم). ويطلق على لاحم الكلسيت المتبلور (Crystalline calcite) سبار أو سباريت (أي كلسيت متبلور شفـاف نقي Sparite). ويقصد بعملية التبلور (Crystallization) ، ملء المسـامية الأولية بنـوعيهـا (مسـامية بين الحبيبـات وداخل

جدول (٢٧). عمليات النشأة المابعدية الرئيسة في صخور الكربونات وتأثيرها على كمية ونوعية المسامية في هذه الصخور.

عمليات النشأة المابعدية		تأثيـر المساميـة
١ ـ عملية التبلر النتوئي		انخفاض في المسامية الأولية
٢ ـ عملية التبلر المتجددة	أ ـ عملية إعادة التبلر (مع عدم تغيير المعدن)	لا تتغير نسبة المسامية
	ب ـ عملية تعـدد تَشكُّل المعدن (مع تغير المعدن).	أراجويت ـ كلسيت إنخفاض بنسبة ٨٪ في المسامية. كلسيت ـ دلوميت زيادة بنسبة ١٣٪ في المسامية (مسامية بين البلورات). دلوميت ـ كلسيت إنخفاض بنسبة ١٣٪ في المسامية
٣ ـ عملية الحل والذوبان.		زيادة في نسبة المسامية عن طريق تشكيل مسامية الثقب ومسامية القالب.
٤ ـ عملية التسلكن.	ملء المسامات بلاحـم الكالسيدوني.	إنخفاض في المسامية الأولية.
	عملية الإحلال.	لا تغيير في نسبة المسامية.

(عن : Selley, 1976)

الحبيبات) بنمو بلورات الكلسيت من حوائط المسام واتساع هذه البلورات في اتجاه مركز أو وسط المسام. مما ينتج عنه انخفاض كمية المسامية الأولية الأصلية في صخر الكربونات.

٢ ـ عملية تجدد التبلور Neomorphism

يقصد بعملية تجدد التبلور هو ما يحل محل الكربونات السابقة النشأة. وتحدث هذه العملية من مرحلتين هي:

(أ) عملية إعادة التبلور Recrystallization

يتم خلال هذه العملية إعادة تبلور المعدن نفسه وبهذا لا يحدث تغيير في كمية أو نسبة المسامية الأولية في صخر الكربونات.

(ب) عملية تعدد التشكل المعدني Polymorphism

وهي عملية إنتقال من معدن إلى آخر بمعنى أن يحل معدن كربونات محل معدن كربونات آخر ومن ثم يكون لهذه العملية تأثير كبير في كمية مسامية الصخر. وعلى سبيل المثال لو أخذنا عملية إحلال معدن الكلسيت محل معدن الأراجونيت من خلال تغييرات النشأة المابعدية والتي تحدث مبكرة بعد تكوين الصخر نجد أن من نتائج هذه العملية الانتقالية (Polymorphic transformation) هو تضخم حجم الصخر الكلي ومن ثم يحدث انخفاض في مسامية الصخر الأولية بنسبة ٨٪ تقريبا (Hoskin, 1966) ، والعكس صحيح. ومثال آخر على عملية الانتقال أو تعدد تشكيل المعدن هو عندما يحل معدن الدلوميت محل معدن الكلسيت، (بمعنى أنه عندما يتغير معدن الكلسيت في صخر الكربونات إلى معدن الدلوميت) أو ما يعرف بعملية تكوين الدلوميت أو الدلمتة (أو التدلمت)، (Dolomitization) والتي ينتج عنها تقلص شامل في حجم الصخر وازدياد في كمية مسامية الصخر بنسبة تصل إلى ١٣٪ بسبب تشكيل مسامية بين البلورات (Intercrystalline porosity) وهذه مسامية ثانوية مضافة إلى مسامية الصخر الأولية (Chilingar and Terry, 1964). ولهذا السبب تصبح صخور الدلوميت بمثابة صخور خازنة للنفط والغاز الطبيعي. وبشكل عكسي فإن عملية إحلال معدن الكلسيت محل معدن الدلوميت (بمعنى أنه عندما يتغير معدن الدلوميت في صخر الكربونات إلى معدن كلسيت)، أو مايسمى بعملية استبعاد التدلمت

(De-Dolomitzation) أو عملية تكوين الكلسيت أو الكلستة (أو التكلست (Calcitization) ، وتتسبب هذه العملية في تضخم حجم الصخر وانخفاض في كمية مسامية الصخر بنسبة ١٣٪ (Shearman *et al.*, 1961).

٣ ـ عملية الحل والذوبان أو الغَسْل Leaching

وهي من أهم عمليات النشأة المابعدية لما ينتج عنها من تشكيل مسامية ثانوية عن طريق حل وإذابة (غَسْل أو استخلاص) جزء من مكونات صخر الكربونات القابلة للذوبان، مثل راسب الأرضية أو اللاحم أو نوع معين من حبيبات الصخر. ويشار إلى هذا النوع من المسامية المتشكلة عن طريق الإذابة والإزاحة بمسامية السائل أو مسامية المحلول (Solution porosity) . ومن أمثلة هذه المسامية كل من المسامية الثقبية (Vuggy porosity) ، والمسامية القالبية (Moldic porosity) ، وقد سبق الحديث عنهما بالتفصيل في الفصل الثاني ص٦٨.

٤ ـ عملية التسلكن Silicification

وهي من عمليات النشأة المابعدية والتي تتضمن تكوين مادة السليكا في صخور الكربونات إما عن طريق ملء المسام بهذه المادة في صورة معدن الكالسيدوني كمادة لاحمة (Chalcedonic cement) أو عن طريق الإحلال أو الإنتقال أو ما يعرف بعملية تجدد التبلور (Neomorphism) والتي فيها تحل مادة السليكا محل جميع مكونات صخر الكربونات، أو أن تحل السليكا بشكل اختياري محل أجزاء من مكونات الصخر كمكونات بعض الأحافير لتعطي أحافير متسلكنة (Silicified fossils) تبقى في نفس الصخر. وفي هذه الحالة الأخيرة لا يحدث تغيير في كمية نسبة مسامية الصخر الأولية. على سبيل المثال يمكن أن تنخفض أو تنعدم المسامية في الصخور الشعابية (Reef rocks) ، وأحجار الجير الخشنة (Calcarenites) بسبب عملية السلكنة والتي ينشأ عنها تكوين لاحم الكالسيدوني في المسامات الأولية لهذه الصخور، (راجع جدول ٢٦).

ولمزيد من المعلومات المتعلقة بالمسامية وعملية النشأة المابعدية في صخور الكربونات راجع:

Murray, (1960); Chilingar and Terry, (1964); Folk, (1965); Larsen and Chilingar, (1967); Choquette and Pray, (1970); Bathurst, (1975); Selley, (1976, 1990, 1994) and Boggs, (1995).

ثانيًا: أحجار الدلوميت Dolostones or Dolomites

يمكن أن تتعرض أحجار الجير لعملية التدلمت أو الدلمتة (Dolomitization) عند أي مرحلة من مراحل تاريخها. وتحدث عملية التدلمت إما بصورة مصاحبة وأثناء فترة تشكيل أحجار الجير ويطلق عليها الدلمتة المصاحبة (Penecontemporaneous dolomitization) أو تأخذ محلها بعد ترسيب وتشكيل أحجار الجير وتسمى دلمتة ما بعد الترسيب (Post-depositional dolomitization) . ويشار أحيانًا إلى الأولى بالدلمتة المبكرة (Early diagenetic dolomitization) وإلى الثانية بالدلمتة المتأخرة (Late diagenetic dolomitization) .

ويتشكل دلوميت الدلمتة المصاحبة نتيجة التفاعلات الكيميائية بين آيونات المغنسيوم المتوافرة في ماء البحر ورواسب الكربونات المتشكلة توًا أو المبكرة التكوين. فتنمو بلورات الدلوميت في رواسب غير ملتحمة (Uncemented sediments) والمترسبة تحت مياه تتركز فيها الأملاح بشكل دوري. ومن ثم فإنه أينما يكن وَحْل الكربونات الدقيق الحبيبات قد تعرض لعملية التدلمت أو أصبح دلوميت فإن هذا الراسب يبقى غير ملتحم، ونتيجة لذلك يتشكل غرين الدلوميت وله نفس خاصية مسامية الغرين. وتحدث عملية الدلمتة المصاحبة في الوقت الحاضر في رواسب الكربونات المتشكلة في بيئات مسطحات المد والجزر (Intertidal and supratidal environments) على امتداد أجزاء من الشواطيء العربية على الخليج العربي (Purser, 1973) وعلى امتداد شواطيء ولاية فلوريدا وجزر الباهاما (Newell and Rigby, 1957) .

وتؤثر عملية دلمتة ما بعد الترسيب في صخور الكربونات بعد أن تكون قد التحمت (تسمنتت) ويكون هذا التأثير إما بشكل جزئي أو كلي. ومن هنا ندرك أن عملية تدلمت ما بعد الترسيب تحدث في وسط صخري صلب وبشكل متتابع فإن أي تغيير في حجم كتلة الصخر الناتج من إحلال معدن الدلوميت محل معدن الكلسيت (سابقًا) فإنه يؤدي إلى تغيير في نسبة المسامية الأولية في هذا الصخر. وقد أشرنا سابقًا إلى هذه العملية بعملية التشكل أو التغير المعدني الذاتي المتعددة (Polymorphism) ، وهي إحدى أنواع عمليات النشأة المابعدية في صخور الكربونات. وينجم عن عملية الدلمتة هذه زيادة عامة في نسبة مسامية الصخر وتكون هذه الزيادة في المسامية متناسبة

مع درجة اتساع عملية التدلمت. وربما تصل نسبة المسامية إلى ١٥٪ في أحجار الجير كاملة التدلمت (Fully dolomitized limestones) ، وذلك إذا تمت عملية الدلمتة طبقًا للتفاعل التالي: (راجع Selley, 1976) :

$$2CaCO_3 + Mg^{++} = CaCO_3MgCO_3 = Ca^{++}$$

ولكن أشار (Greensmith, 1981) بأنه قد سجلت مسامية بنسبة ١٩٪ في طبقات أحجار الجير العالية التدلمت والتي تشكل خزانات النفط في بعض صخور العصر الجوراوي في منطقة الخليج العربي، وبالمقارنة فإن هذه الصخور تحتوي على نفاذية عالية أيضًا.

ويمكن استخدام العلاقة النسبية الموجودة بين الكلسيت والدلوميت في تصنيف رواسب الدلوميت والموضحة في (شكل ١٤٩) كالتالي:

٪ كلسيـــت

صفر ١٠ ٥٠ ٩٠ ١٠٠

دلوميت	دلوميت كلسي	حجر جير متدلمت	حجر جير به مغنسيوم	حجر جير

١٠٠ ٩٠ ٥٠ ١٠ صفر

٪ دلوميت

شكل (١٤٩). تصنيف الدلوميت ـ حجر الجير. (عن: Pettijohn, 1975)

وباستطاعتنا القول الآن إن معظم صخور الدلوميت قد ترسبت في الأصل على شكل أحجار جير إن لم تكن كُلها، ثم أخذت وضعها المعدني الحالي نتيجة تغيرات معدنية ذاتية (Metasomatic alteration) مبكرة أو متأخرة ومع ذلك فإنه في بعض الحالات يكون من بين صخور الكربونات المتصلبة دلوميت والذي ربما تشكل نتيجة ترسيب أصلي. وفي معظم هذه الحالات، تكون رواسب الدلوميت مصاحبة أو متواجدة مع رواسب صخر الملح والجبس والانهيدريت أو تكون مترسبة في بحيرات مالحة (Playas) أو بحار معزولة أو مغلقة (Greensmith, 1981) ، ومن أحسن الأمثلة على ذلك البحر الميت وبحر قزوين.

وفي معظم الحالات تحتفظ صخور الدلوميت ببِنْيَات (Structures) وأنسجة (Textures) صخورها الأصلية (أو صخور التبني) بدرجة متفاوتة ولكن بها أن الدلوميت له القدرة، ويميل دائمًا إلى تشكيل بلورات كاملة الشكل والبِنْية (Idiomorphic crystals) حتى عندما ينمو في داخل أحجار الجير الصلبة، فإنه باستطاعة عملية التدلمت أن تمحي وبشكل كبير أي بنية ترسيبية أولية في الصخر الأصلي.

ومن المهم جدًا أن نميز بين الصخور التي وقعت تحت تأثير التدلمت المبكر، ذي النشأة المابعدية (Early diagenetic dolomitization) أو مايعرف بالتدلمت المصاحب، والتدلمت المتأخر ذي النشأة المابعدية (Late diagenetic dolomitization) ، أو ما يعرف بالتدلمت اللاحق أو ما بعد الترسيب.

(أ) التدلمت المبكر ذي النشأة المابعدية Early diagenetic dolomitization

يتشكل هذا النوع من الدلوميت نتيجة التغير المعدني الذاتي (Metasomatism) والذي حدث مباشرة أو في وقت قصير بعد الترسيب. وأحيانًا تظهر صخور هذا النوع من الدلوميت بسمك لا بأس به إذ تشكل وحدات طبقية أو (استراتجرافية) مهمة، حيث يستدل على ذلك من وجود وحداتها بين طبقات أحجار جير غير متغيرة، وتشير هذه إلى أن محاليل المغنسيوم لا يمكن بأن تكـون دخلت بشكل لاحق بين طبقات أحجار الجير غير المتأثرة. كذلك فإن وجود أحافير متدلمتة (Dolomitised fossils) في داخل المتكون يكفي أن يثبت بأن الدلوميت ليس راسبًا أوليًا (Primary dolomite) . وقد لخص (Greensmith, 1981) الظروف المفضلة لكي يتشكل الدلوميت المصاحب لعملية الترسيب كالتالي:

١ ـ في مياه دافئة وقليلة العمق أو التي يتراوح عمقها بين صفر و٤٥ مترًا.

٢ ـ وجود ثاني أكسيد الكربون الذي يتسبب في تحلل أحجار الجير جزئيًا وفرصة احتمال حدوث التبادل الكيميائي مع أملاح المغنسيوم في ماء البحر.

٣ ـ تسمح مسامية أحجار الجير بتسرب ماء البحر خلال كتلة الصخور.

٤ ـ الانخفاض أو الارتفاع، ببطء وبشكل كافٍ، في حوض الترسيب لكي يتم التغير الكامل من كربونات الكالسيوم إلى كربونات الكالسيوم والمغنسيوم المزدوجة.

٥ ـ يجب أن تحتوي مياه حوض الترسيب على نسبة عالية من المغنسيوم مقابل

الكالسيوم ويفضل أن تزيد على عُشْر ($\frac{١}{١٠}$) إلى واحد، حيث إنه بالمقارنة، تكون النسبة المتواجدة في مياه البحر العادية هي ٣,٥ إلى ١.

٦ - يجب أن يكون هناك معدل ملائم من الإنتاج والتدفق من هذا النوع من الماء المشبع بأملاح المغنسيوم والأملاح الأخرى، أو ما يسمى بماء أجاج (Brine)، حتى تتمكن رواسب الجير أن تتغير إلى دلوميت في الوقت المتاح لتشكيل الدلوميت، وذلك في الفترة مابين عملية التبخير وتركيز الأملاح في ماء حوض الترسيب وتشكيل الدلوميت ثم تكرار الدورة نفسها بإضافة مياه غنية بالأملاح ثم التبخير وتكرار تشكيل الدلوميت.

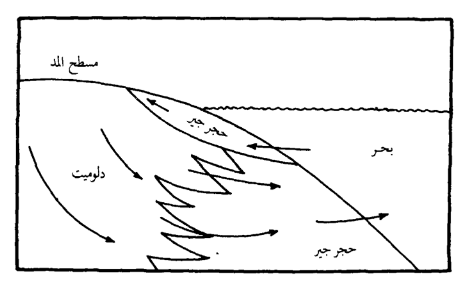
وتتوافر هذه الظروف بدرجات متفاوتة في مسطحات المد (Supratidal flats) في كثير من المناطق البحرية الرطبة في العالم، والتي ذكرت سابقًا. وتعرف مسطحات المد في الشرق الأوسط بالسبخات الساحلية والتي تقع فوق مستوى المد المرتفع العادي (Above normal high tide level) وتغمرها المياه فقط نتيجة الفيضان الناجم عن عواصف المد، وتتعرض هذه المناطق للهواء أو تكون مكشوفة لفترات زمنية طويلة نسبيًّا بين ارتفاعات المد. وبشكل لاحق تكون الأوحال الجيرية المتشققة والمترققة عُرْضة للتشرب المتقطع بماء البحر العادي فقط. وبشكل مؤكد تتدفق بعض المياه الموجودة في مسام هذه الرواسب نتيجة تسرب المياه الجوفية من البحر المجاور. وعندئذ تزداد درجة التبخر وتتركز الأملاح في مياه المسام بالقرب من السطح حتى تصل إلى نقطة تترسب عندها كبريتات الكالسيوم بنسبة كبيرة. وبشكل ملازم يزيح هذا التثبيت للكالسيوم التأثير الكيميائي المتدني لمحلول كبريتات الكالسيوم على ترسيب الدلوميت وتزيد نسبة المغنسيوم/الكالسيوم في الماء الأجاج المتبقي (المتخلف). وعندئذ تكون الظروف مناسبة لإحلال الدلوميت محل الكربونات في الأوحال الجيرية الأصلية. وعند هذه المرحلة يفضل الإحلال محل الأراجونيت عوضًا عن الكلسيت. ويستدل على ذلك من اختيار عملية التدلمت للعقد الطينية الأراجونيتية والثقوب الطحلبية المملوءة بالأراجونيت المتوافر في كِسَر الكلسيت الهيكلي (Skeletal calcite) أيضًا.

وتقل نسبة الكلسيت الأصلي في طبقات الرواسب العلوية أثناء عملية التدلمت ويعود ذلك إلى عمليات الغسل والإزاحة المؤقتة. وربما تندمج فورًا أيونات الكربونات المتحللة وتدخل في نطاق حبيبات الدلوميت الجديدة. وينتج عن جميع هذه العمليات

المعقدة تشكيل طبقات من دلوميت مسامي ذي لون بني خفيف إلى رمادي ويأخذ مظهر القِطَعْ (الأوصال) (Patches) المتباعدة والقشور (Crusts) أو الأغطية المتناثرة في الجزء العلوي من الأوحال الجيرية (Greensmith, 1981) .

(ب) التدلمت المتأخر ذي النشأة المابعدية Late diagenetic dolomitization

يصعب غالبًا تشخيص تأثير التدلمت اللاحق والمتأخر وذلك بسبب أنه تكوّن من سلسلة متطورة من الأحداث حدثت عبر فترة زمنية طويلة . ويحدث التدلمت اللاحق والمتأخر بواسطة المياه الجوفية والمياه الأحفورية المتزامنة (Connate waters) تحت ظروف من الثقل الكبير (الضغط) والديناميكية الحرارية عوضًا عن تغييرات النشأة المبكرة . فقد نوه (Greensmith, 1981) بأنه من المحتمل أن يصاحب تأثير عمليات التدلمت العميقة تأثير عمليات تدلمت ملازمة زمنيًا وتحدث عند السطح (شكل ١٥٠) . وربما يتوغل بعض من ماء الأجاج (Brines) الملازم إلى أعماق الطبقات السفلى مشكلاً استضافة واسعة النطاق من التشكيلات والأنسجة المتدلمتة . وقد تبدأ تشكيلات التطبق الأولية الأصلية بأن تكتسح بتكون أوصال الدلوميت (Patches of dolomite) ، وربما



شكل (١٥٠). عملية الدلمتة والتراجع (Reflexion). رسم تخميني يوضح العلاقة الموجودة بين البيئات ومياه التدفق المتقدم والتدفق المتراجع وكيفية إتمام عملية الدلمتة . يتشكل بعض الدلوميت عندما تنغمس الأملاح الثقيلة تحت سطح الأرض وتنساب في اتجاه البحر . (عن : (Greensmith, 1981)

تمحى أجـزاء من التشكيلات الأولية مثل السرئيات والأحافير وشقوق الشمس. . . إلخ . كذلك تتغير المسامية الأصلية نتيجة محلول كربونات الكالسيوم الملازم وهذه أيضًا يحدث لها بعض التعديلات بواسطة الدلوميت أو الكلسيت الجديد والمترسب فيها بعد .

ويصاحب التغيرات اللاحقة نتيجة استمرارية دورة (Circulating) مرور المياه الجوفية الغنية بالمغنسيوم فترات تمعـدن ودفع الصخور إلى أعلى (Uplift) وظهورها (بـروزها)، وغالبًا ما تكـون لها خاصيـة إقليمية بوجـودها في مناطـق كثيـرة التصـدع والطي . كما يبدو أن ضغوط التمزق (Shearing pressures) تظهر مشاركة لهذا المنهاج من التدلمت المابَعْدِي .

ويسهـل تمييز هذا الصنف من الدلوميت في المتكونات الصخرية غير الكاملة التغير المعدني الذاتي (Metasomatised) ولكنها لا تزال تحتوي على متبقيات من أحجار الجير الأصلية أو غير المتغيرة . ومن خصائص هذا النوع من الدلوميت أو الدلوميت الثانوي (Secondary dolomite) أنه ذو علاقة واضحة مع مستويات الضعف الموجودة عادة في الصخور الصلبة . ومن أكثر قنوات التدلمت هي مستويات التصدع (Faulting) والفواصل (Joints) والشقوق (Cracks) ، (Greensmith, 1981) .

ويوضـح (شكـل ١٥٠) تخيل (Greensmith, 1981) لعملية الـدلمتة المتأخرة . ويُظهر هذا الشكل العلاقة بين البيئات وسطح الطبقات وقرب سطحها وعمقها، والمياه العائدة إلى البحر بعد مرورها في تلك الطبقات، وأيضًا نوعية التدلمت . إذْ يتحرك ماء البحر في اتجاه مسطح المد ثم يتبخر جزء كبير منه مشكلاً ما يعرف بالسبخة . ويصبح الماء أجاجا (عالي التركيز في الأملاح) في هذه المنطقة مما يتسبب في تحويل رواسب الجير إلى دلـوميـت مصـاحـب أو مبكـر وذي نشـأة مـا بعديـة (Early diagenetic, penecontemporaneous dolomite) ويغوص الماء الأجاج الكثيف إلى مستويات سفلية عائدًا في اتجاه البحر وربما يشكل في الأعماق قطعًا متناثرة من الدلوميت اللاّحق المتأخر وذي نشأة مابعدية (Late diagenetic and subsequent dolomite) .

ولمزيد من المعلومات المتقدمة، مراجعة :

Deffayes *et al.,* (1965); Kendall, (1969); Butler, (1969); Badiozamani, (1973); Folk and Land, (1974); Friedman, (1979); Greensmith, (1981); Morrow,

(1982a,b); Wells, (1986); Blatt, (1992); Selley (1990, 1994); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

٢ ـ الصخور الشِّعابية Reef Rocks

تتشكل رواسب الصخور الشِّعابية في مياه ضحلة (قليلة العمق) ودافئة وهي عبارة عن أحجار جير تكونت نتيجة أنشطة الأحياء في هذه المنطقة، وقد تشكلت الشِّعاب الصخرية من بنْيات هياكل جميع الكائنات الحية المستوطنة لهذه المنطقة. وتشكل هذه الصخور العضوية النشأة سلسلة ممتدة بشكل شُعْب صخري مقاوم لنشاط الأمواج. ويظهر الشُّعْب (Reef) نفسه مسطحًا ومغمورًا بشكل دائم تحت سطح ماء البحر لأن أحياءه لا تتحمل التعرض المباشر لأشعة الشمس. وتشكل أحياء المرجانيات الإطار الرئيس للصخور الشعابية بينما تشارك بشكل جزئي أحياء أخرى في بناء جسم الشعْب الصخري. وتعتبر كل من الحزازيات (Bryozoa)، وسترماتو بورويدز (Stromatoporoids)، والطحالب الكلسية (Calcareous algae)، وروديستا (Rudistids) من بين هذه الأحياء الأخرى. حيث يعيش بعضها على السطح الخارجي للشُّعْب ويوجد البعض الآخر في فجوات الشُّعْب ومساماته الداخلية. لذا فإن الشعاب الصخرية عبارة عن رواسب متلاحمة من المكونات العضوية. وتتكون هذه المكونات بشكل رئيس من طحالب كلسية ومرجانية (Coralline and Calcareous algae) واسفنجيات (Sponges) وحزازيات (Bryozoa). ويجب التمييز بين الشُّعْب والجدران العضوية المتراصة (Banks) إذْ إن الجدران العضوية المتراصة تكونت نتيجة تراكم الأحياء وليس لها القدرة على التحام الرواسب كما هو الحال في الشِّعاب الصخرية. ويمكن الإشارة إلى أحجار الجير الشعابية عند فحصها تحت المجهر بالصخور الحيوية (Biolithite) أو الأحجار المترابطة (Boundstones) كما صنفها دنهام (Dunham, 1962) والتي سبق شرحها. وفي هذه الحالة يتحتم إيضاح ما إذا كان المكون الشائع هو الطحالب أو المرجانيات.

فمن حيث النشأة تعتبر الصخور الشِّعابية الثابتة مكانية التَّكَوُّن أو التَّشَكُّل (Autochthonous)، وما يوجد من كِسَر وحطام صخري شِعَابي متناثر حول الشُّعْب

نفسه فهذه عبارة عن فتاتات أحجار جير كيميائية غير نقية (Allochemical limestones) تشكلت من مواد شِّعابية حتاتية انحدرت إلى أسفل من لب الشُّعْب. ففي اتجاه البحر أو ما يسمى بمقدمة الشَّعْب (Fore-reef) تتشكل رواسب ركامية (Talus) سميكة وشـديدة الميل والانحدار وتتدرج في أحجام حبيباتها إلى رواسب بحرية عميقة (أي رواسب جيرية ناعمة). وفي اتجاه اليابسة أو ما يسمى بمؤخرة الشُّعْب (Back-reef)، يتشكل عادة فتات حطام الشُّعْب على هيئة طبقة رقيقة السمك تتداخل وتختلط مع رواسب البرك الشاطئية (Lagoonal deposits) الموجودة خلف الشُّعْب في المياه القليلة العمق جدًّا. وسـوف نوضـح هذا في الفصل الثامن عن البيئات (شكل ١٩٠، في الفصل الثامن).

وعندما يكون نمو الشِّعاب واسع النطاق فربما يصبح عندئذ تأثيره على الترسيب كبير. وربما تكون الحركة الدورانية (Circulation) محدودة جدًّا في البرك الشاطئية خلف الشُّعْب مما ينجم عنه ترسيب المتبخرات. وقد تمْنع الغرين والأطيان الأرضية من الهجرة أو الانتقال إلى الأحواض العميقة أو ربما تتسرب خلال بعض الفتحات القنوية الموجودة في معقد الشُّعْب (Reef complex). وفي هذه الحالة الأخيرة تنقل هذه المواد عن طريق ميكانيكية تيارات العكر.

وتشير صخور الشِّعاب الحديثة إلى أنها لا تتكون كلية من المرجانيات ولكن هناك العديد أيضًا من المحاريات والهياكل اللاّفقارية البحرية والتي تعيش في حماية الشُّعْب، فعلى سبيل المثال تلعب الطحالب الغشائية (Encrusting algae) مثل الليثوتامنيوم (Lithothamnium) دورًا مهـمًا في بناء الصخور الشِّعابية. وفي مناطق أخرى تتكون الأحجار المترابطة في رواسب الشِّعاب من ستروماتوبوريدز والحيوانات الطحلبية الأخرى.

وأشار (Pettijohn, 1975) إلى أن حوالي نصف حجم صخر الشُّعْب يكون عبارة عن فراغات وفجوات. وتحتوي هذه الفجوات على بلورات كلسيت ذات أنسجة نتوئية (Drusy). وتكون الفجوات الكبيرة مغلفة بمادة الكلسيت التي تشبه مادة أحجار تدفق كربونات الكالسيوم في المغارات والكهوف. وتكون الجيوب القليلة والكبيرة الحجم مملوءة براسب مترقق من الطين الصفحي أحيانًا وفي حالات أخرى مملوءة بطين الجير الدقيق التبلور (Micrite) والمترقق. وتُظْهِر كثير من الفجوات مثل هذا الترسيب الداخلي

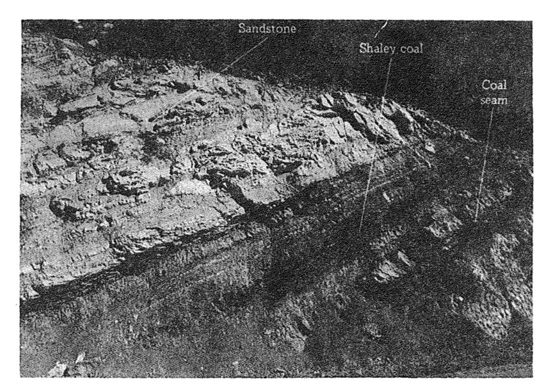
في الجـزء السفـلي من الفراغ ويكون الجزء العلوي مشغولاً بمادة الكلسيت ذو التبلر النتوئي (Drusy spar) ومن ثم يتشكل ما يعرف بطراز التويج الأرضي (Geopetal fabric) . وتبدو كثير من الفجوات بأنها نشأت أصلاً في الشُّعْب، ولكن تظهر أخرى من أشكـالها بأنها فتحات تُركَتْ نتيجة تحلل أحافير وهناك أيضًا فتحات أخرى غير منتظمة الشكل وغير معروف أصل نشأتها. وتتعرض صخور الشعاب لعمليات الدلمتة بسهولة، وتظهر كثير من أحافير الشِّعاب بهيئة دلوميت متكامل.

وغالبًا ماتكون أحجار جير الشِّعاب البحرية نقية وتتكون كلية من الكلسيت والأراجونيت وعديمة المعادن الأرضية. وعادة ما يكون محتوى المغنسيوم أعلى بكثير مما تحتويه هياكل المرجانيات النقية والتي تكون تقريبًا عديمة المغنسيوم. ومن المؤكد أن معظم هذا المغنسيوم يعود إلى مكونات أصلية في الراسب والتي جلبت من هياكل بعض الأحافير مثل الفورامنيفرا (Foraminifera) والمرجانيات (Corals) والجلدشوكيات (Echinoderms) ، والمرجان الثماني أو المجوفات (Alcyonarian) والطحالب المرجانية (Coralline algae).

وتقع أهمية صخور الشِّعابِ في أصل نشأتها وما تتعرض له من تغييرات ذات نشأة مابعدية وفي تمعدن مكونات هذه الصخور أيضًا أو تقوم في معظم الأحيان بدور المضيف لكثير من خزانات الهيدروكربون. ويتضح هذا من احتواء هذه الصخور على مسامية أولية عالية عند تشكيلها والتي غالبًا ما تلبث أن تستبدل بمسامية ثانوية واسعة النطاق نتيجة عمليات النشأة المابعدية (Diagenesis) التي تتعرض لها صخور الشعاب. وعامة، تختلف هذه المسامية الثانوية في المقياس وأبعاد أطوالها وتوزيعها ومن ثم ربما تصنف الشعاب بمثابة المكامن الطبقية ذات النشأة المابَعْدِيَّة (Diagenetic stratigraphic traps) ، (Selley, 1976, 1990, 1994) . أيضًا راجع Bathurst, (1975) ، Raymond (1995) ، و Boggs (1995).

٣ ـ حجر الفحم الطبيعي Coal

يتشكل حجر الفحم الطبيعي، (شكل ١٥١)، من أصل نباتي. وهو عبارة عن مادة صلبة معتمة غير متبلرة وقابلة للاحتراق. ويختلف لون حجر الفحم من بني خفيف



شكل (١٥١). طبقات وعروق فحم ذات عمر طباشيري (أو كريتاوي)، في شمال شرق نيومكسيكو بأمريكا. (عن: Judson and Kauffman, 1990)

إلى أسود قاتم. وللفحم بريق معتم إلى لامع وكثافته النوعية منخفضة (من ١ ـ ١,٨). وتتراوح صلابة الفحم من ٠,٥ إلى ٢,٥ وهو سريع التفتت، ومَكْسَرُه مُشَرْشَر أو مُسَنَّن (Hackly) إلى محاري (Conchoidal). وتختلف هذه الخواص مع نوعية ورتبة الفحم.

ويصنف الفحم طبقًا لرتبته ومكوناته الطبيعية، وتعتمد رتب الفحم على درجة التفحم (Coalification). ويظهر ذلك من سلسلة الفحم (Coal series) والتي تبدأ تدرجها من مواد نباتية ناقصة التفحم (الخث Peat) ثم اللجنيت (Lignite) أو الفحم البني ثم فحم الدبال (Humic coals) أو الفحم القَارِي أو الحُمْرِي (Bituminous) ثم فحم الانتراسيت (Anthracite). ويعتبر الفحم البني (Lignite) من رتب الفحم المنخفضة جدًا بينما يحتل فحم الأنتراسيت أعلى رتبة للفحم. ومن ثم يختلف كل من مظهر الفحم الطبيعي وخواصه الطبيعية ومكوناته الكيميائية مع اختلاف رتبة الفحم

وكذلك مع خواص استعمالاته ومن هنا يجب معرفة رتبة الفحم لكي يتحدد اتجاه استعماله.

ويظهر الفحم البني (Lignite) بلون بني أو بني مِسْود ونادرًا مايكون أسود اللون. وعامة يحتفظ هذا النوع من الفحم ذي الرتبة المنخفضة ببِنْيات أو تَشَكُّلات (Structures) الأخشاب الأصلية ويتفلق بشكل سيء عندما يجف، وهو سريع الاحتراق ويصدر لهبًا مدخنًا (كثير الدخان). ويظهر معظم الفحم البني في العصر الطباشيري أو يكون أصغر عمرًا من ذلك.

ويعتبر فحم البيتومين (Bituminous coal) أو الفحم الدبالي أو القَارِي (الحُمْرِي) أعلى رتبة من الفحم البني لأنه يحتوي على نسبة كبيرة من الكربون ونسبة قليلة من الماء. وهو سريع الاحتراق أيضًا ولكنه لايتفتت بسهولة عندما يُعرَّضْ للهواء. وتُظْهِر معظم أفحمة البيتومين أحزمة رقيقة (Fine banding) بسبب التغير والانتقال من ترقق معتم (مطفي) إلى ترقق لامع.

وفي معظم الأوقات يميز فحم الانتراسيت (Anthracite coal) ببريقه الشِّبْه فلزي (Submetallic luster) وبمَكْسَرِه المحاري. كما يحتوي على نسبة عالية جدًّا من الكربون ونسبة منخفضة جدًّا من غازات الهيدروكربون (مثل الهيدروجين والنيتروجين والأكسجين). ويحترق ببطء ويصدر لهبًا قصيرًا وحرارة عالية وقليل الدخان إلى عديمه.

ويطلق مصطلح النضوج (Maturation) أو التفحم (Coalification) على التغييرات التي تمر بها المواد النباتية حتى تصبح فحمًا، وتحدث عملية النضوج على مرحلتين وهي، مرحلة المواد النباتية (Peat stage) ومرحلة الدفن. وتعاني المواد النباتية في المرحلة الأولى من تحلل كيميائي حيوي (Biochemical degradation) وعندما تدفن يزداد كل من الثقل المبذول عليها وكذلك الحرارة وبذلك تتهيأ حركة النضوج الحرارية وتحوّل الخث أو المواد النباتية ناقصة التفحم (Peat) ببطء إلى فحم. لذا تصبح مرحلة الخث مرحلة ضرورية تسبق تشكيل الفحم.

وعندما تموت النباتات تحت ظروف عادية فإنها تكون عُرْضة للهْواء. فتتكسر وتتفتت مبدئيًا نتيجة التأكسد، وأيضًا بواسطة أحياء متنوعة مثل الفطريات (Fungi) والبكتيريا الهوائية (Aerobic bacteria). وأينما تتراكم بقايا النباتات في بيئات

المستنقعات والمخثات فإنها تتشبع بالماء. وحالاً يستنزف التحلل الجوي الأكسجين من الماء وتموت الأحياء الهوائية وتحل محلها بكتيريا غير هوائية (Anaerobic bacteria) وهذه تعمل بدون وجود الأكسجين ولكن لها نفس مقدرة البكتيريا الهوائية في تفتيت وتحلل المواد العضوية. وبسبب طبيعة ركود مياه المستنقعات والمخثات فإن نواتج البكتيريا التالفة لا تستبعد بل تتراكم في المياه الموجودة بين مكونات النباتات المتحللة، وفي النهاية تحول البيئة إلى بيئة صلبة وغير خصبة. ويتسبب نشاط البكتيريا في إبقاء المواد النباتية في حالة متحللة وفي هذه الحالة تشكل المواد ما يسمى بالمواد النباتية الناقصة التفحم أو الخث (Peat). فإذا حدث أن صُفِّيَ أو أُسْتُخْلِصَ الخث مما تبقى من الماء فإن المواد المتحللة تُطْرد إلى الخارج وتتحلل مرة ثانية وربما ينعدم الخث في النهاية. وإذا لم يُسْتَخْلَصْ الخث ودُفِنَ تحت رواسب غير منفذة فإنه في هذه الحالة يمكن أن يحتفظ به جيولوجيًا في هيئة خث أو مواد نباتية ناقصة التفحم (Selley, 1976, 1990).

ويحتوي الفحم كيميائيًا على ثلاثة عناصر رئيسة هي الكربون والهيدروجين والأكسجين مع نسب ضئيلة من الكبريت والنيتروجين وشوائب معدنية. وتبقى هذه الشوائب المعدنية كرماد بعد احتراق الفحم. وربما أتت الكميات القليلة من الكبريت من بروتينات الكبريت الموجودة أصلاً في النباتات. وإذا حدث أن بعض الأفحمة إحتوت على كمية عالية من الكبريت فهذا يعود إلى وجود شوائب من معدن البيريت (Pyrite) في مادة الفحم الاصلية. وقد يستفاد من النيتروجين الناتج من صناعة غاز الفحم في إنتاج الأمونيا، المستخدمة في صناعة الأسمدة وغيرها من الصناعات الأخرى.

وتتشكل في معظم الأوقات عروق الفحم (Coal seams) ، (شكل ١٥١)، في أماكنها *(in situ)* بمعنى أن مكونات الفحم من الخث (Peat) وجدت أينما عاشت النباتات وماتت بل وطمرت أيضًا. ولكن هناك بعض الفحم ذي نشأة انتقالية حيث نقلت متبقيات أو متخلفات النباتات إلى موقع الترسيب ثم دفنت هناك وتشكل الفحم فيها بعد. ويستدل على الفحم ذي النشأة المكانية *(in situ)* بوجود الجذور والجُذَيْرات (Rootlets) التي تمتد من الفحم إلى أسفل ومغموسة في التربة الأحفورية (Fossil soil) أو ما يعرف بمقعد التربة (Seat earth) . ويطلق على مقعد التربة الطيني مصطلح طين

ناري (Fire clays) والذي يتكون بشكل رئيس من معدن الكاولين. ويستخدم الكاولين في صناعة الطوب وغيرها من الصناعات. وقد تكون مقاعد التربة رملية، وهي في هذه الحالة عبارة عن رواسب كوارتزية نقية، ومنها يمكن استخراج مادة السليكا المستخدمة في صناعة طوب السليكا الناري وفي كثير من الصناعات الأخرى.

وتقع أهمية معرفة الفحم ونضوجه ورتبته وظروف تكوينه في إعطاء فكرة واضحة عن عمليات التنقيب التحت أرضي وعن البترول المحتمل وجوده في المتكونات الحاملة له، حيث يسير نضوج الهيدروكربون السائل بشكل موازٍ لنضوج الفحم.

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة عن مستوى هذا المقرر على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من:

Pettijohn, (1975); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.*, (1980); Greensmith, (1981); Selley (1982, 1990, 1994) and Boggs, (1995).

٤ ـ صخور البخر Evaporites

تشتمل مجموعة صخور البخر على الأملاح المعدنية التي تشكلت نتيجة تبخر المحاليل الغنية بالأملاح وترسيب الأملاح من هذه المحاليل المركزة أو ما يعرف بالماء الأجاج (Brines). وتتكون الأملاح المعدنية الشائعة أو معادن البخر (Evaporite minerals) من الأنهيدريت (Anhydrite) والجبس (Gypsum) والهاليت (Halite) وكثير غيرها (راجع جدول ٢٨).

ونستخدم التكوين المعدني في تصنيف رواسب البخر. وتحدث عملية تشكيل معادن البخر بشكل كبير عن طريق ترسيب أو تبلر الأملاح عند التقاء سطح الراسب مع الماء (Sediment: Water interface), (Borchert and Muir, 1964). وتتم هذه العملية من خلال عملية تغيرات النشأة المابعدية (Diagenetic changes) التي تتعرض لها رواسب الملح (Saline deposits) فيما بعد. ويعود ذلك إلى أن معادن البخر غير ثابتة كيميائيًّا.

ينشأ الماء الأجاج الذي تترسب منه الأملاح المعدنية عادة إما من ماء البحر أو من ماء الأجاج المعاد تكوينه (ذي الدورة المتكررة). وينتج ماء الأجاج المعاد تشكيله

جدول (٢٨). بعض معادن البخر الشائعة.

الإســـم		التركيب الكيميائي	المجموعة المعدنية
أنهيدريت	(Anhydrite)	$CaSO_4$	الكبريتات
جبس	(Gypsum)	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	
بوليهيليت	(Polyhalite)	$CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$	
إبسوميت	(Epsomite)	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	
هيليت	(Halite)	$NaCl$	كلوريدات
سيلفيت	(Sylvite)	KCl	
كارنليت	(Carnallite)	$KMg \cdot Cl_3 \cdot 6H_2O$	
بشوفيت	(Bischofite)	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	

(عن: Selley, 1976, 1994)

عندما تمر مياه الأمطار أو المياه الجوفية من خلال صخور تحتوي على معادن وأملاح قابلة للذوبان، مثل معادن كبريتات الكالسيوم أو الملح العادي. على سبيل المثال يتشكل أو يترسب الجبس عندما يمر الماء خلال رواسب الجبس فيذيبها ثم تتدفق هذه المحاليل من خلال الطبقات السفلية حتى تصل إلى المياه الجوفية التي ربما تخرج في مسطحات الوديان القريبة. ومن ثم يتعرض راسب أرضية الوادي للتبخر ويزداد تركيز الأملاح في المحلول الملحي مما يؤدي في النهاية إلى ترسيب الجبس. والطريقة الثانية التي يتم من خلالها ترسيب الجبس تحدث عن طريق تركيز الماء الأجاج في مسطحات المد. فقد تتسبب العواصف الكبيرة في قذف ماء البحر على مناطق مسطحات المد العالية، أو قد تضاف مياه بحر جديدة إلى هذه المناطق عن طريق الخاصية الشعرية والتي تحل محل ما تبخّـر من ماء فيهـا. ونتيجة للتبخير المستمر في هذه المناطق يزداد تركيز الأملاح في المحاليل الموجودة في مسامات الرواسب. فتغوص المحاليل المركزة بسبب كثافتها. وتحل محلها محاليل ملحية أقل كثافة من البحر ومع استمرار عملية الإضافة والتبخر يصبح المحلول الملحي أكثر تركيزًا وتتهيأ الظروف لترسيب الجبس. ولا يتم ذلك إلا إذا كانت طبقـة الـراسب السفلية منخفضـة النفـاذية، أما إذا كانت عالية النفاذية فإن تركيز

المحاليل يكون خفيفًا وربما تتسرب المحاليل إلى أسفل وتستبعد من هذه المناطق ولا يتشكل الجبس كلية. وكما يظهر لنا الآن من أن توازن تركيز الأملاح في المحاليل هنا يعتمد بشكل كبير على معدل سرعة التبخير ومعدل السرعة في إضافة محلول جديد من البحر. وقد يتشكل قليل من ملح الطعام (هيليت) مع الجبس أوْ لا يتشكل بتاتًا لأنه لكي يتشكل ملح الطعام فإنه يتطلب درجة عالية جدًا من الملوحة وتركيزًا للمحاليل أكبر بكثير مما يتطلبه تكوين الجبس.

ومن الطبيعي جدًّا أن نفكر في المناطق ذات المناخ الحار على أنها المناطق الوحيدة التي يتكون فيها رواسب البخر ولكن يجب ألا ننسى أنّ ما تتطلبه عملية ترسيب هذه الرواسب هو فقط نسبة معينة من التبخير الكافي لكي نحصل على محلول أجاج مركز. فهناك عامة معدلات تبخير عالية في المناطق المرتفعة الحرارة القليلة الأمطار نسبيًّا. ومثل هذه الظروف متوافرة أيضًا في الأقاليم القطبية الشمالية والجنوبية (Arctic and anarctic regions) حيث تشكل جبس حديث النشأة في هذه المناطق. هذا بالإضافة إلى أن تجميد مياه البحر في المناطق ذات المناخ البارد يشكل محلول أجاج قد يكون مركز لدرجة تسمح بتشكيل الجبس (Blatt *et al.*, 1980).

أوردت تقارير علمية عن ظهور رواسب البخر في جميع القارات وقد قدر ما تغطيه هذه الصخور من المناطق القارية بحوالي ٢٥٪ (Pettijohn, 1975). وحيث إن الجبس ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) والأنهيدريت ($CaSO_4$) والهيليت (NaCl) أو ما يعرف بملح الطعام هم أكثر معادن البخر البحرية شيوعًا وانتشارًا فإننا سوف نتحدث عنهم بالتفصيل فيما يلي:

(أ) صخور ومعادن كبريتات الكالسيوم

قد تظهر معادن كبريتات الكالسيوم في الطبيعة في هيئة بلورات مفردة أو مجموعة من البلورات مستضافة في صخر كربونات أو صخر فتاتي. وغالبًا ما تشكل هذه البلورات الجزء الرئيس في الصخور الطبقية مع كميات ضئيلة فقط من محتوى الكربونات والسليكا والمواد الفحمية (Carbonaceous material). وعامة فإن ما يظهر في الطبيعة من معادن كبريتات الكالسيوم (جدول ٢٨) هما معدني الجبس والأنهيدريت.

ويوجد الأنهيدريت عامة في الصخور القديمة التحت سطحية العميقة (ومثال ذلك أنهيدريت متكون الهيت «الجوراوي العلوي» بالمملكة العربية السعودية)، بينما يتوافر الجبس في المنكشفات وفي الطبقات التحت سطحية القليلة العمق. ويتشكل الجبس في معظم الحالات من ترسيب كبريتات الكالسيوم الحديثة. ويحدث هذا في مناطق العالم ذات الحرارة المرتفعة جدًّا والباردة جدًّا. وهناك عدة أماكن في العالم يتكون فيها الأنهيدريت الحديث وربما أحسن هذه الأماكن هي المناطق المتاخمة لساحل الخليج العربي والتي يتشكل فيها الأنهيدريت في داخل رواسب مسطحات المد العالية (Within the supratidal flat sediments) . حيث توجد كتل من بلورات الأنهيدريت الدقيقة في داخل رواسب الكربونات. ولكن أشار (Butler, 1969) إلى أن هذا الأنهيدريت هو أنهيدريت ثانوي لأنه تشكل نتيجة عملية إحلال، حل محل بلورات جبس سابقة التشكل. كما يظهر الجبس في الأجزاء العليا جدًّا من هذه المسطحات، وأيضًا في بيئات مياه عذبة نسبيًّا، حيث يحل الجبس محل الأنهيدريت.

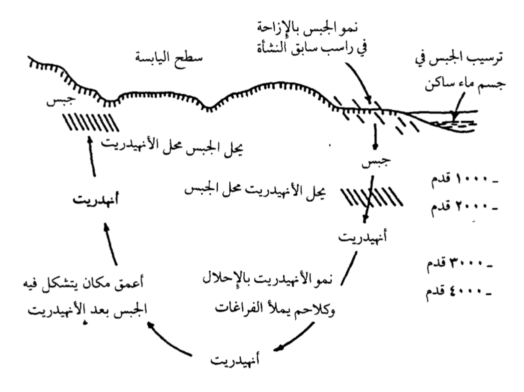
وقد أشارت بعض التقارير العلمية إلى أن الأنهيدريت يتشكل عند عمق ١٣٠٠ متر من سطح الأرض. وأوضح (Murray, 1964) أن الأنهيدريت يتكون تحت هذا العمق بمسافة كبيرة. وفي جميع أنحاء العالم تقريبًا يكون الجبس هو الأعم في المنكشفات. وتحدث عملية الانتقال من الجبس عند المنكشف إلى الأنهيدريت تحت سطح الأرض عبر الثلاثين إلى الستين مترًا الأولى لأننا عادة ما نلاحظ صخورًا دفنت في الأعماق ورفعت (Uplifted) ومن ثم أصبحت عرضة لعمليات الحت والتعرية. وفي كثير من الحالات يعتمد عمق منطقة الانتقال من جبس إلى أنهيدريت بناءً على نفاذية الصخر ومعدل هطول الأمطار، لأنه لكي يحل الجبس محل الأنهيدريت يجب أن يضاف ماء إلى النظام الكيميائي والذي يحدد أو يقرر معدل سرعة الانتقال هو مقدار توافر المياه في هذه المناطق. وتبدأ عملية إحلال الجبس محل الأنهيدريت على طول مستويات التطبق والشقوق وفي النهاية يتغير جميع الصخر إلى جبس (Blatt *et al.*, 1980) .

وهناك ثلاثة عوامل كيميائية تحدد شكل إطار التوازن في نظام ($CaSO_4$-H_2O) كبريتات الكالسيوم والماء. وهذه العوامل هي:

١ ـ درجة الحرارة السائدة.

٢ ـ نشاط الماء في المنطقة، وهذا العامل متعلق بتركيز محلول الأجاج (Brine).
٣ ـ عامل الضغط.

وأفضل ظروف يتكون فيها الأنهيدريت هي درجة عالية من الحرارة وماء أجاج أكثر تركيزًا لأن كلا التغييرين يقودان إلى قيم منخفضة لنشاط الماء. وأفضل ظروف يتكون فيها الجبس هو زيادة في الضغط الاستاتيكي المتميء (Hydrostatic pressure)، لأن الأنهيدريت والماء يشغلان معًا نطاقًا حجميًا أكبر مما يشغله ما يعادل ذلك من الجبس. وقد أجريت كثير من التجارب المخبرية Posnjak (1938, 1940); Hardie (1967) والتي أشارت جميعها إلى أن معدن الجبس يكون أصلي التشكل والتكوين تحت معظم ظروف سطح الأرض. ويتكون الأنهيدريت تحت ظروف محددة من الحرارة وتركيز محلول الأجاج في طبقات الصخور التحت سطحية. وقد تظهر بعض صخور الأنهيدريت عند سطح الأرض بدون أن يحل محلها الجبس كما توضحه لنا دورة الجبس والأنهيدريت الموجودة الآن في الطبيعة (شكل ١٥٢). وتنتج هذه الدورة من ثبات



شكل (١٥٢). رسم تخطيطي يوضح دورة نشأة الجبس والأنهيدريت. (عن: Blatt *et al.*, 1980)

العلاقـة الموجـودة في نظـام كبريتـات الكالسيـوم مع المـاء (Calcium sulfate-water system) والتتـابع الطبيعي في الترسيب ـ الدفن ـ الدفع إلى أعلى والحت. ويبدو أن المعدن الأصلي عند وقت التشكيل المبدئي يكون الجبس وربما هناك بعض الاستثناءات لهذه القاعدة.

وقد يترسب الجبس إما في أجسام مائية كبيرة راكدة ثم تتبخر لدرجة أن يترسب الجبس، أو في داخـل وتحت المنـاطق القليلة العمق من مسـطحات المد والجزر وفي البحـيرات السبخية الصحـراوية (Desert Playas) . ويتكون الجبس في داخل هذه المناطق بالنمو الواسع النطاق وفي صورة بلورات إزاحية في داخل فتاتات مترسبة أو راسب كربـونـات، وربما بشكل محلي حيث يحل الأنهيدريت محل هذا الجبس تحت ظروف قريبة من السطح . ويجب أن يبقى هذا الأنهيدريت بدون تغيير مع عمق الدفن هذا إذا احتفظ بالمادة في داخل إطار أو حقل ثبات الأنهيدريت. ويتحدد هذا الحقل بدرجـة الحرارة السائدة وبنشاط الماء والمحلول المشارك وبالضغط المبذول هنا. ومن المتوقع والأكثر شيوعًا هنا أن يحل الجبس محل الأنهيدريت في داخل الأمتار القليلة الأولى من الـدفن. ويستمـر الجبس الأصـلي (الأوَّلي) والجبس المتشكل قرب السطح بعد الأنهيدريت إلى داخـل الطبقات التحت سطحية حتى تتهيأ الظروف الملائمة ليحل الأنهيدريت محل الجبس كلية ويعتمـد هذا على درجـة ملوحة ماء الأجاج (Brines) الموجود في داخل هذه الرواسب، ويعتمد أيضًا على معدل الحرارة الأرضية (Geothermal gradient) وتحدث هذه العملية عند أعماق تتراوح بين ٣٠٠ إلى أعمق من ٣٠٠٠ متر تحت سطح اليابسة. وربما يُدْفَع بالأنهيدريت إلى سطح الأرض عن طريق حركـات دفع أرضية ومن ثم يتعرض لعمليات الحت والتعرية. وخلال هذه المرحلة يكون التكوين المعدني للماء الجوفي أقل ملوحة مما كان عليه أثناء الترسيب ويقل عمق منطقة انتقال الأنهيدريت إلى الجبس (Blatt *et al.*, 1980) .

(ب) صخر الملح

يتشكل صخر ملح الطعام (Rock, salt) أو معدن والهاليت (NaCl) تحت ظروف مماثلة لتلك التي تتكون فيها معادن كبريتات الكالسيوم إلا أنه في حالة الهيليت يتحتم

ضرورة أن يكون حوض الترسيب من البحر هذا بالإضافة إلى أنه يتطلب لتشكيل تتابع رسوبي سميك من صخر ملح الطعام إضافة مستمرة من ماء بحر جديد في حوض الترسيب يصاحبه قلة واضحة في إعادة (Reflux) محلول الأجاج الشديد التركيز إلى البحر ومن ثم يجب أن يكون حوض الترسيب قليل النفاذية إلى مصمت. أو عامة يجب أن يكون مجموع نفاذية أرضية الحوض إلى ما تنفذه أو ما تعيده ثانية إلى البحر من محلول الأجاج في حالة تشكيل الهاليت أقل بكثير منها في حالة حوض ترسيب الجبس. وذلك لأنه لكي يترسب أو يتكون والهاليت يجب أن يتركز ماء البحر إلى حوالي عُشْر ($\frac{١}{١٠}$) من حجمه الأصلي.

وقد وجدت طبقات قديمة من صخر ملح الطعام يصل سمكها إلى حوالي ألف متر ولكن لا توجد في وقتنا الحاضر أجسام مائية راكدة كبيرة يتبخر فيها الماء للحد الذي يترسب عنده الهيليت بهذا السمك الهائل. وربما يصاحب طبقات الملح السمكية طبقات رقيقة السمك من الجبس أو الأنهيدريت. وإذا تشكلت هذه الطبقات المستدقة من الجبس والأنهيدريت فإنها عامة تكون رمادية قاتمة وهي توضح التطبق الرسوبي بين طبقات الملح السميكة. وحيث إنّ كلاً من الجبس والأنهيدريت يتشكلان عبر معدل واسع من تركيزات ماء البحر فإنه من الطبيعي أن يتوقع مشاركة وجودهما معًا أو أحدهما مع صخر ملح الطعام، أو معدن الهيليت. ومن حيث الدراسة البنائية لأجسام الملح المشوهة فإنه يعتمد على كل من أحزمة الجبس والأنهيدريت كرواسب زمنية معينة تستخدم في عمل الخرائط المتعلقة بذلك (As mapping horizons) . وتوجد بشكل عام رواسب صخر ملح الطعام كما نوه به السجل الرسوبي، مشاركة مع الطين الصفحي الأحمر ولكن تتكون مع رواسب الكربونات وحجر الرمل أيضًا.

ويتكون الآن معدن الهيليت تحت ظروف طبيعية في بعض بحيرات السبخة الصحراوية (Desert Playas) كما في أجزاء من الربع الخالي وفي بعض مناطق عمان الواقعة على الخليج العربي، حيث يتشكل الملح هنا نتيجة حل وإذابة رواسب البحر المبكرة التكوين ومن ثم يزداد التركيز بالتبخير في كل من مناطق التسرب* التي تكون عادة مرتفعة عن مستوى منسوب المياه الجوفية، ويطلق على هذه المناطق مصطلح (Vadose zone) ، وفي البحيرات المؤقتة القليلة العمق. ويتشكل أيضًا الهيليت في

مناطق السبخة كما أخبر عنه (Shearman, 1970). ويكون الملح المتشكل في كلا البيئتين غير نقي نسبيًا وذلك بسبب ما يصاحبه من رواسب مواد فتاتية. هذا بالإضافة إلى أنه تتكون طبقات قليلة السمك من الملح في الجزء العلوي من دورات تشكيل الكربونات ورواسب البحر (Blatt *et al.*, 1980).

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة عن مستوى هذا المقرر والتي تتحدث عن رواسب البحر، على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من:

Pettijohn, (1975); Selley, (1976, 1990, 1994); Blatt *et al.*, (1980); Greensmith, (1981); Blatt, (1992); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

٥ ـ صخور سليكونية Siliceous Rocks

يعتبر كل من الظَّر (الشِّيرتْ Chert) والصَّوَّان (Flint) من أعم الرواسب السليكونية الكيميائية النشأة. وفي كثير من الحالات يمثل الظر بشكل رئيس الرواسب السليكونية لأنه الأكثر ظهورًا في العمود الجيولوجي. وتشتمل الصخور السليكونية على كل من الصَّوَّان والجاسبر (Jasper) والنفاكيوليت (Novaculite) والبورسلينيت (Porcellanite)، وهي أسماء متنوعة تستخدم عامة كمرادفات للظر أو تشير إلى أنواع مختلفة من الظر. ويرجع الأصل في التسميات المختلفة إلى نوعية الشوائب التي يحتويها صخر الظر. فمثلاً يظهر صخر ظر الجاسبر في معظم الأحيان بلون أحمر لأنه يحتوي على مادة الحديد كما يأخذ صخر ظر الصَّوَّان لونًا رماديًا إلى أسود لأنه يشتمل على مواد عضوية وهو عبارة عن ظر عديم التبلور. كما يظهر صخر ظر النفاكيوليت بلون أبيض لبني نقي وذلك نتيجة لاحتوائه على نسبة عالية من ماء عالي التبلور. ويأخذ صخر البورسلينيت بريق الصخر المعتم وهو منخفض الكثافة وله نسيج خزفي ولكن غير زجاجي المظهر، ويعود ذلك لاحتوائه على شوائب وَحْلِيَّة وكِلْسِيَّة.

ومما سبق شرحه فإننا عندما نتحدث عن الظر فإننا في الحقيقة نتحدث عن الصخور السليكونية بشكل عام.

يتكون صخر الظَّر (الشِّيرتْ) بشكل عام أو كلية من كوارتز دقيق التبلور (Microcrystalline quartz) أو عديم التبلور (Cryptocrystalline). ويُكوِّن معظم الظر

تقريبًا سليكًا نقية وعادة تشكل معظم الشوائب المتبلورة فيه أقل من عشرة في المائة، وهذه عبارة عن معادن طينية وكلسيت وهيماتيت (مادة حديدية) كما يوجد به ماء عالي التبلور بنسبة أقل من واحد في المائة. وتشمل صخور الظر معدن الكلسيدوني (Chalcedony) وهو أيضًا كوارتز دقيق التبلور ولكن له ميزة نسيجية ليفية شعاعية تظهر تحت المجهر. وتختلف حجوم بلورات الكوارتز في صخور الظَّر حيث تتراوح بين عُشْر الميكرون إلى عشرات الميكرونات، ويمكن تحديد أحجامها تحت المجهر الإلكتروني. ويطلق مصطلح الأوبال (Opal) على السليكا عديمة التشكل والبناء (Amorphous silica)، وتظهر هذه في كثير من صخور الظَّر. وقد يظهر الظر بشكل سليكا نقية التبلور أو سليكا عديمة التشكل والبناء وتعرف هذه تحت اسم الأوبال النقي. ويحتوي معظم صخر ظَّر الأوبال على أصداف سليكونية دقيقة من الدياتومات والشعاعيات والإسفنجيات. وتشير هذه إلى أن الأوبال قد تشكل من تبلر سليكا عديمة التشكل وغير ثابتة كيميائيًّا.

ويمتلك الظَّر خاصية بِنْية العُقَيْدات أو العُجَيْرَات (Nodules) المتناثرة التوزيع في كثير من صخور الكربونات (راجع الدرنات في الفصل الخامس) أو قد يشكل طبقات مستقلة موجودة بين طبقات أحجار الجير والطين الصفحي. وقد تكون طبقات الظر غير منتظمة الشكل والتوزيع بين أحجار الجير والعكس صحيح، وفي معظم الحالات تظهر بشكل الطبقات المتموجة والمتقطعة أو متمركزة على امتداد مستويات تطبق معينة أو تكون متصلة فيما بينها في الاتجاه الرأسي عبر طبقات أحجار الجير مشكلة بذلك شبكة سليكونية ذات أبعاد ثلاثة.

وقد يتشكل متكون ما من طبقات الظَّر حيث تبلغ سماكة طبقات الظَّر عدة أمتار. وتصنف طبقات صخور الظَّر إلى ثلاثة أصناف:

١ - الظر المِجَني أو الكريتوني (Cratonic cherts) ويتشكل هذا بمصاحبة أحجار الجير والكوارتز الرملي المتكونة أو المترسبة في مياه بحرية قليلة العمق أو على الرصيف البحري المستقر أو الراسخ (Stable shelf).

٢ - ظَّر الأحواض القَعِيرية العظمى أو الهابطة البحرية والسريعة الترسيب (Geosynclinal cherts) ويتكون هذا الصنف من الصخور السليكونية في بيئات بحرية عميقة وبمصاحبة رواسب الطين الصفحي الأسود السليكوني. وهي على ما يبدو أنها

تتشكل من رزغ سليكوني (Siliceus ooze) تفرزه حيوانات الدياتومات والشعاعيات في المياه البحرية العميقة.

٣ ـ الصنف الثالث من صخور الظر وهي التي تتشكل برفقة رواسب البخر أو رواسب عالية الملوحة وهذه تتشكل في بعض البحيرات القلوية المؤقتة.

وقد يرجع أصل الظِّر (الشيرت) إلى نشأة كيميائية عضوية أو غير عضوية. أما رواسب الظِّر غير العضوية المنشأ فهذه تكونت نتيجة ترسيب مباشر للسليكا عديمة البِنْية المتميئة (Amorphous silica) من مياه بحرية أو بُحَيْرية معينة. ويستدل على ذلك من تشكيل بنْيات مشوهة ووجود مُدَمْلَكات مكانية النشأة في داخل وحدات الظر بينما لا يظهر مثل ذلك في الظِّر ذي النشأة العضوية، ويعود ذلك إلى عدم إمكانية رواسب السليكا العضوية (الحيوية) على التصخر بسرعة. وقد تحدثنا في بداية هذا الفصل عن مصدر السليكا في الصخور السليكونية وخاصة تلك التي صدرت من أصل عضوي (حيواني) راجع ماجاء في نهاية مقدمة هذا الفصل.

ولكثير من التفاصيل المتقدمة والمتعلقة بالظر والرواسب السليكونية راجع:
Greensmith, (1981); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.*, (1980); Blatt, (1992); Selley, (1990, 1994); الحمدان (١٩٧٥م)، Pettijohn, (1975) . Raymond, (1995) and Boggs, (1995)

٦ ـ صخور الفوسفوريت **Phosphorites**

يتكون صخر الفوسفات Phosphate rock بشكل رئيس من ثلاثة أنواع مختلفة من معدن الأباتيت (Varieties of apatite). وتظهر هذه الأنواع بشكل سلسلة وحيدة التشكل والبنية (Isomorphic series) وهي كالتالي:

١ ـ فلورأباتيت [Fluorapatite; $Ca_5(PO_4)_3F$].

٢ ـ كلورأباتيت [Chlorapatite; $Ca_5(PO_4)_3Cl$].

٣ ـ هيدروكسي أباتيت [Hydroxyapatite; $Ca_5(PO_4)_3OH$].

حيث تتشكل معادن الفوسفات من خليط أيونات مركب الفوسفات (PO_4^{-3}) مع الكالسيوم، والماء، وآثار من الفلوريد واليورانيوم. وأهم هذه الأنواع هو الفلورأباتيت

الذي يكون عادة محتويًا على نسبة تقترب من ١٠٪ من آيونات الكربونات وعندئذ يسمى هذا النوع فرانكوليت [Francolite; $Ca_5(PO_4)_3(FCO_3)$]. ويشكل هذا النوع مادة الخام الأساسية لكثير من مركبات محتويات الفوسفات والتي تعتمد عليها التنمية والتقنية الحديثة في وقتنا الحاضر.

ولا شك أن بعض أنواع الفوسفات (أو معدن الأبَاتيت) متوافرة في الصخور النارية إلا أن معظم كميات الفوسفات ذات القيمة الاقتصادية توجد في الصخور الرسوبية وتأخذ طابع مادة الخام الأساسية، وهو النوع الشائع والمسمى فرانكوليت. وتظهر مادة الفوسفات في معظم صخور الفوسفوريت أو رواسب الفوسفات (Phosphorites) كمادة عديمة التشكل والبنية (Cryptocrystalline or amorphous) ويطلق عليها (Collophane). وهي عبارة عن فوسفات الكالسيوم المائية (Hydrous calcium phosphate, $Ca_3P_2O_8 + H_2O$) . وهو مصطلح شامل يستخدم عند الإشارة إلى مخلوطات غير مؤكد أنواع مركباتها. وهذا المصطلح شبيه في استعماله بمصطلح ليمونيت (Limonite) حيث تشير إلى خليط من الماء مع مركبات مادة حديدية (Ferric iron compounds) .

ويتشكل الفوسفات في الصخور الرسوبية كراسب أرضية (Matrix) وكَعُقَيْدات (Nodules) ، وكسرئيات (Ooliths) ، وكعقد أو كُرَيَّات (Pellets) وكمحاريات وأسنان وعظام فوسفاتية. وقد يحل محل أحجار الجير ويأخذ طابع الدبش أو الكتلة (Bulk). وكما هو معروف أن الأسنان والعظام الحديثة تكون غنية عامة بأيونات الأكسجين المتميئة (Hydroxyl ions). ولكن فوسفات الهيدروكسي أباتيت معدن غير ثابت في معظم البيئات الطبيعية إذا ما قورن بفوسفات الفلورأباتيت الأكثر ثباتًا تحت ظروف مشابهة. فعندما تدفن عظام الحيوانات فإن أيونات الفلور المتوافرة في المياه الجوفية ستحل محل آيونات الأكسجين المتميئة في البنية المتبلورة.

وقد طبق استخدام مصطلح الفوسفوريت (Phosphorite) على الرواسب التي يكون فيها معدن الفوسفات هو المكون الأساسي. كما أن هناك أسماء أخرى مثل صخر الفوسفات وتطبق الفوسفات تستخدم أيضًا عند الإشارة إلى نفس الرواسب. وقد ميز بين الصخور التي هي أصلاً مكونة من مواد فوسفاتية وتلك الصخور التي أصبحت فيها

بعد صخور مفسفتة (Phosphatized rocks). وعلى سبيل المثال: تتغير بعض أحجار الجير إلى صخر فوسفات نتيجة تعرضها لمحاليل غنية بمركب أو أيونات الفوسفات (PO_4^{-3}). وهـذه العملية شبيهة بتغيـر أحجار الجير إلى مركـب صخـر مُسَلْكَن (Silicified rock) وذلـك عنـدمـا يتعـرض حجـر الجير لمياه حاملة لعنصر أو آيونات السليكات (SiO_4^{-4}). وقد مُيِّز أيضًا بين الرواسب المحتوية على عُقَيْدَات فوسفاتية (Phospatic nodules) وبين الفوسفات المتطبق. وهذه شبيهة بتمييز عيقدات الظر (أو الشِّيرت) والظِّر المتطبق. وهناك أيضًا ما يعرف بالفوسفات المتخلف Residual) (phosphate وهي تشير إلى ما تبقى من المواد الفوسفاتية المتراكمة على سطح الأرض والمتخلفة من محلول أحجار الجير التي كانت مغموسة فيه. وهذه تشبه الظِّر المتخلف (Residual chert) والذي يشكل زلط الظر المتبقي (Residual chert gravel) في مكانه نتيجة إعادة ترسيب الأنهار له وتراكمه في هذا المكان. ويتكون الفوسفات الحصوي (Pebble phosphates) بالطريقة نفسها. وهناك رواسب التراكم الفوسفاتي والذي نطلق عليه المصطلح «جوانو» (Guano). وهي رواسب غنية بعناصر الفوسفات والنيترات (Nitrates) والتي تتشكـل من إخراجات (Excrement) طيور البحر وطيور الخفاش. حيث تحل هذه المحاليل الغنية بالفوسفات محل كثير من أحجار الجير الشِّعابية Reefal) (limestones . ويتشكل أيضًا الفوسفات من طبقات العظم (Bone beds) ، ويدعى في هذه الحالة فوسفات العظم أو فوسفات عظمي (Bone phosphate) . وهي عبارة عن متخلفات عضوية تنتج من تراكم هياكل الفقاريات والتي تتراكم على هيئة طبقة عظام ومن ثم تتحلل ويتشكل منها راسب الفوسفات في نفس المكان. وغالبًا ما ينتج هذا النـوع من الفـوسفـات من تراكم المواد العضوية الغنية بالمادة الفوسفاتية، مثل العظام وأسنان سمك مقص البحر وهياكل الأسماك والأحافير الغنية بالفوسفات مثل ثلاثية الفصوص (Trilobites) والمرجانيات (Brachiopoda) ومتبقيات اللنجيولا (Lingula).

ويظهر الفوسفات في صخور رسوبية تقريبًا من كل الأعمار (من العصر القبل الكامبري إلى عصر الهوليسين) وفي جميع القارات. إلا أنه يندر توافر رواسب الفوسفات في صخور عصر قبل الكامبري وربما يعود ذلك إلى قلة ظهور الحيوانات الحاملة في

هياكلها المادة الفوسفاتية في ذلك العصر. ويتكون الفوسفات غالبًا برفقة معدن الجلوكونيت (Glauconite). كما تظهر طبقات الفوسفات بشكل شبه دائم برفقة أسطح عدم التوافق (**Unconformities**). وقد تم استخدام وجود كل من الفوسفات والجلوكونيت في الاستدلال على أسطح عدم التوافق (Grabau 1919, Goldman 1922) . ولكن حدد (Pettijohn, 1926) أن هذه المناطق الغنية بالحصى الفوسفاتي (Phosphatic pebbles) كمتبقيات على مستويات أو أسطح متآكلة قد نتجت من تأثير محاليل حدثت تحت سطح البحر. ومن المحتمل أن تكون هذه الأسطح اللاتوافقية المصاحبة لمواد فوسفاتية وجلوكونيت هي أسطح تشكلت تحت سطح البحر وهي عبارة عن أسطح عدم ترسيب عوضًا عن أسطح حت أو إنكشاف.

ولم يتضح بعد أصل نشأة الفوسفات لدى كثير من الباحثين. والسؤال الذي يدور في أذهان الكثير منهم هو هل الفوسفات أوَّلي النشأة وتشكل من ترسيب غير عضوي من مياه البحر أم أنه تكون عن طريق الإحلال (Replacement origin) ؟ والجواب على هذه الأفكار يحتاج إلى تريث وإلى تحليل أبعد بكثير مما لدينا من معلومات عن الفوسفات. فقد وضعت عدة نظريات في هذا الشأن (Pettijohn, 1975) ولكن ليس منها ماهو مؤكد. وكان (Kazakov, 1937) أول من أعطى أهمية لنظرية تكوين الفوسفات عن طريق الترسيب من صعود المياه (Upwelling waters) الغنية بأيونات الفوسفات من أعماق البحر ونبعها في المناطق المتاخمة فوق الأرصفة البحرية القليلة العمق.

ولم يُبَتْ حتى الآن في أمر هذه النظرية لما تحتويه من تفاعلات كيميائية معقدة سواء العضوية منها أو غير العضوية، والتي تأخذ مكانها في أحواض الترسيب في هذه المناطق. وقد ينشأ الفوسفات من التغير المعدني الذاتي (Metasomatism) لكربونات الكالسيوم ويحل محله معدن الأباتيت ونستدل على ذلك من أن كثيراً من رواسب الفوسفات تحتوي بشكل أصلي على أحافير كلسية وسرئيات وتأخذ نفس بنيات وأنسجة كثير من أحجار الجير. ولكن من الصعب جدًا أن نجزم بأن نقول إن الصخر الفوسفاتي المتشكل بهذه الطريقة قد تشكل كلية عن طريق عملية الإحلال بدلاً من الترسيب المباشر أو نتيجة التراكم الأصلي للمواد الفوسفاتية.

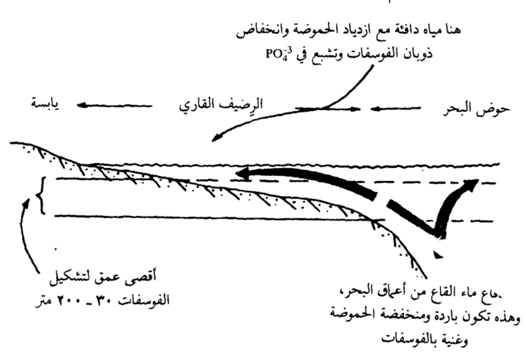
وحيث إن عنصر الفوسفات من المكونات الضرورية لجميع الكائنات الحية من حيوان ونبات فإن معادن الفوسفات تستخدم بشكل كبير كمخصبات زراعية ويعتبر أكبر جسم فوسفاتي متطبق في العالم هو ذلك الحزام الفوسفاتي الممتد من سوريا مارًا عبر صحراء سيناء ومصر حتى المغرب العربي وينتهي في جمهورية موريتانيا. ويوجد الفوسفات في شمال غرب الجزيرة العربية والمعروف بفوسفات طُريف. وقد يوجد الفوسفات متداخلاً مع طبقات من الظر وأحجار الطبشور.

وفي وقتنا الحاضر يتشكل الفوسفات في طبقات بحرية حديثة في داخل الشواطيء الغربية لأمريكا وأفريقيا. وقد أشارت التقارير العلمية إلى أن بعض الفوسفات يتكون عن طريق عمليات النشأة المابعدية والتي يحل الفوسفات محل رزغ الكربونات الدياتومية الغنية بالمواد العضوية. والبعض الآخر يتشكل نتيجة حت أحجار الجير وعن طريق عمليات النشأة المابعدية يحل الفوسفات محل أحجار الجير ويعاد ترسيبه بشكل فوسفات زلطي (Gravel phosphate). وقد نوه بوجود كلا المثالين في جنوب وجنوب غرب الرصيف البحري القاري الأفريقي ,Baturin (1970) . Tooms *et al.*, (1971), Parker and Siesser (1972)

وعامة تكون مياه البحر العميقة الباردة أكثر تشبعًا بأيونات مركب الفوسفات (PO_4^{-3}) من تلك المياه البحرية السطحية الدافئة. حيث يقل ذوبان الفوسفات كلما ازدادت درجة حرارة وحموضة (pH) ماء البحر. وعندما تحدث هذه التغييرات في مياه البحر يترسب الفوسفات من نبع مياه التيارات البحرية العميقة الباردة فوق الأرصفة القارية (Continental shelves) حيث توجد المياه البحرية الدافئة والقليلة العمق. وأهم المناطق في وقتنا الحاضر والتي يترسب فيها الفوسفات بهذه الطريقة هي السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية ومعظم سواحل أفريقيا، حيث تتدفق التيارات البحرية الباردة في اتجاه الشمال. وتكون هذه التيارات غنية بالمواد الغذائية بالإضافة إلى أيونات الفوسفات مما يجعل هذه المياه تعمل على ازدهار العوالق النباتية (Phytoplankton) ، وهذا يسند تزايد أو عدد الأسماك وتزاحم طيور البحر مما يؤدي إلى تراكم إخراجات هذه الطيور في المنطقة. وتأخذ العوالق النباتية البحرية، الفوسفات من ماء البحر ثم يعود ثانية إلى البحر عندما تموت هذه الأحياء، حيث يستقر الفوسفات مع مواد عضوية

متنوعة على طبقة أرضية البحر. ويتركز الفوسفات أثناء عملية الدموج والإحكام المبكرة للوحل. وبانتظام حركة الغسل والإزاحة (Winnowing) المستمرة تستبعد المواد الخفيفة وتترك خلفها تكوينات الفوسفات الأكثر كثافة وفي شكل عقد طينية فوسفاتية (Phosphatic pellets) . ومع استمرار هذه العملية تصبح هذه المنطقة غنية بالفوسفات حتى يتشكل صخر الفوسفات المتطبق أو ما يعرف بالفوسفوريت (Selley, 1976, 1990, 1994) ، شكل (١٥٣).

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة والمتعلقة بهذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة : Pettijohn, (1975); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.*, (1980); Blatt, (1992); Selley, (1990, 1994); Raymond, (1995) and Boggs, (1995) و (الحمدان، ١٩٧٥م).



شكل (١٥٣). طريقة تشكل معدن الفوسفات تحت الرصيف البحري. (عن : Selley, 1976)

٧ ـ صخور الحديد الرسوبية Sedimentary Ironstones

وهي صخور رسوبية غنية بالحديد، ويشار إليها أحيانًا بخامات الحديد الرسوبية عندما تكون هذه الصخور محتوية على نسبة تزيد على ١٥٪ حديد (Fe) وتشكل

الصخور الرسوبية الغنية بالحديد أكبر مخزون في العالم لخام الحديد وهذه موجودة في أحزمة متكونات الحديد الظَّري أو الصَّواني (Cherty iron) من عصر ما قبل الكمبري، حيث تتراوح نسبة الحديد فيها بين ٢٥ إلى ٤٠٪، وغالبًا تسمى تاكونيت (Taconite) إذا وجد الحديد في صورة غير مؤكسدة. وإذا كانت نسبة الحديد قليلة في الرواسب وتظهر بصورة أكاسيد الحديدوز فإنه يمكن الإشارة إليها بإستخدام المصطلح حديدي (Ferruginous) أو ما نعنيه بالرواسب الحديدية. ويظهر معظم الحديد في رواسب الحديد إما في هيئة أول أكسيد الحديد (FeO) أو ثاني أكسيد الحديد (Fe_2O_3) والمعروف باسم هيماتيت (Hematite). وهناك الكثير من سحنات الرواسب المعدنية الحاملة لعنصر الحديد فيها مثل معادن كل من: الكبريتيدات (Sulphides) ومن أهمها معدن كل من البيريت (Pyrite: Fe_2S) والماركسيت (Marcasite: FeS_2)؛ والأكاسيد (Oxides) ومن أهمها معدن كل من الهيماتيت والمجنيتيت (Magnetite: Fe_3O_4) والجوثيت (Goethite: $HFeO_2$) والليمونيت (Limonite: FeO (OH). nH_2O) والسليكات ومن أهمها معدن الجلوكونيت (Glauconite: KMg (Fe,Al) $(SiO_3)_6 \cdot 3H_2O$)، والكاموسيت (Chamosite: 3(Fe,Mg)O $\cdot$(Al,Fe)$_2$O$_3$ $\cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$)، والجرينوليت (Greenolite: $FeSiO_3 \cdot nH_2O$)؛ والكربونات ومن أهمها معدن كل من السدريت (Siderite: $FeCO_3$) والانكريت [Ankerite: Ca(Mg,Fe) $(CO_3)_2$]؛ والفوسفات المتمثل في معدن الفيفيانيت (Vivianite: $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$).

وهناك رواسب أخرى تكون غنية بالحديد مثل: خام حديد المستنقع (Bog iron ore) المتراكم بشكل ضئيل في البحيرات العذبة الصغيرة الموجودة في مرتفعات المناطق القطبية الشمالية. ويتشكل خام حديد المستنقع تحت ظروف معينة ربما نتيجة أنشطة التفاعلات الكيميائية الحيوية أو من خلال نشاط البكتيريا في هذه المياه. وأحجار الحديد الطينية (Clay ironstones) وهي عبارة عن عُقَيْدات سدريتية أو كربونات الحديد (Sideritic nodules) ذات أصل نشأة مابعدية (Diagenetic origin). ورواسب اللاتريت أو ما يعرف بالتربة الحمراء (Laterites) وهذه عبارة عن متخلفات التجوية الغنية بالحديد وهي من فصيلة رواسب البوكسيت (Bauxite)؛ ورواسب السليكا المتشكلة على سطح الأرض أو بالقرب منه في المناطق الصحراوية نتيجة تبخر

مياه التربة وترسيب السليكا وتعرف هذه الرواسب باسم سلكريت (Silcrete).

لقد لاحظ معظم العلماء المختصون أن هناك مجموعتين رئيستين من الصخور الغنية بالحديد:

١ ـ متكونات حديد ما قبل الكمبري Precambrian iron formation.

٢ ـ أحجار الحديد الأصغر عمرًا من ذلك وتسمى متكونات حديد ما بعد الكامبري أو أحجار حديد الحياة الظاهرة Phanerozoic ironstones.

وخصائص ومميزات هاتين المجموعتين مذكورة بالتفصيل في بحث العالم (James, 1966) ولكن يمكننا تلخيص ذلك كالتالي:

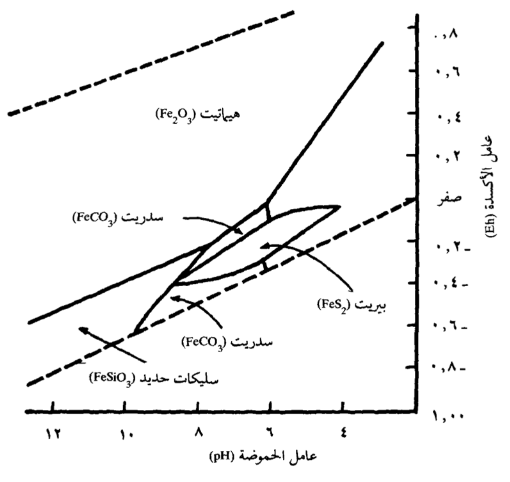
ربما يظهر تكوين الهيماتيت في رواسب ما قبل الكمبري في طبقات متداخلة مع الظَّر (الشيرت) بينما في الرواسب الأصغر عمرًا (Phanerozoic deposits) يتشكل الهيماتيت عن طريق الإحلال محل كل من السرئيات وكِسَرْ الأحافير أو يظهر كراسب أرضية (Matrix). وغالبًا ما يتشكل الجوتيت عن طريق الإحلال محل السرئيات ويتكون السدريت كلاحم متبلور (Sparry cement) أو يتكون في هيئة معدن دقيق التبلور أو عن طريق الإحلال محل معدن الكاموست أو محل مكونات أحجار الجير بأنواعها (من سرئيات وجسيمات كلسية وراسب أرضية ولاحم). وقد يتشكل السدريت في هيئة درنات (Concretions) أو يظهر بشكل طبقات نحيلة (Layers). ويشار إلى كلا النوعين من صخر السدريت بأحجار الحديد الطينية (Clay ironstones) . وبشكل شائع يظهر معدن سليكا الحديد (المعروف باسم الكاموسيت) في أحجار الحديد الأصغر عمرًا من قبل الكمبري (Phanerozoic age) ، وغالبًا ما يوجد بشكل حجر طين الكاموسيت أو كسرئيات أو بنسبة أقل شيوعًا كقشور متناثرة في راسب أرضية رواسب السرئيات. وتمتاز صخور متكونات حديد ماقبل الكمبري باحتوائها على نسبة كبيرة من معدن الجرينوليت (Greenolite) حيث يظهر هذا المعدن كحبيبات صغيرة قاتمة الإخضرار (Friedman and Sanders, 1978) .

وبما أنه ليس الهدف هنا شرح تفاصيل كلا المجموعتين في هذا الكتاب لذا نكتفي بذكر بعض المراجع التي تعطي تفاصيل أبعد مما أوجزناه سابقًا وذلك لكي يستفاد منها عند الحاجة، ;Gross, (1972); Goodwin, (1973); Unesco, (1973); Goudarzi, (1971)

. Trendall, (1968); Hallam, (1963); Taylor, (1949) and Selley, (1990, 1994)

ومن أهم العوامل البيئية التي تتحكم في تشكيل السحنات الحاملة لمعادن الحديد المختلفة، نوجز ما يلي:

يعتبر كلاً من عامل الحموضة (pH) وعامل الأكسدة (Eh) من أهم عوامل البيئة التي تتحكم في تشكيل السحنات الحاملة لمعادن الحديد المختلفة ,James (1966) Curtis and Spears (1968) . ويوضح الشكل (١٥٤) الوضع العام للعلاقة الثابتة بين تشكيل بعض معادن الحديد المختلفة. ونلاحظ من الشكل (١٥٤) أن عامل الأكسدة (Eh) أهم من عامل الحموضة (pH) في تحديد ترسيب أي معدن من معادن الحديد.



شكل (١٥٤). المجالات الثابتة لمعادن الحديد والعلاقة بين عاملي الحموضة والأكسدة عند درجة حرارة ٢٥°م وضغط جوي واحد مع وجود الماء. (عن: Greensmith, 1981)

فمثلاً يترسب معدن الهيماتيت (Fe_2O_3) ويكون أعظم ثباتًا تحت ظروف أكسدة موجبة (+Eh) بينما يتشكل معدن السدريت ($FeCO_3$) تحت ظروف اختزال معتدلة إلى سالبة (-Eh).

وتتشكل معادن الحديد في وقتنا الحاضر في بيئات متعددة:

١ ـ في مسطحات المد والجزر وفي مستنقعات البحيرات العذبة.

٢ ـ على الأرصفة القارية البحرية في المناطق ذات المناخ الرطب.

٣ ـ في قيعان البحار العميقة والتي تسودها أنشطة محدودة (Restricted circulation) مثل البحار المغلقة (Fjords) والبحر الأسود.

ولقد أجريت كثير من الدراسات لمعرفة تشكيل معدن البيريت (Pyrite) في الأوحال، وقد لخصها العالم (Berner, 1970) كما يلي: يأتي الكبريت (Sulphur) الذي يحتويه معدن البيريت الموجود في الأوحال الحديثة من مصدرين:

١ ـ من المواد العضوية.

٢ ـ من الكبريتات الذائبة في مياه البحر.

وإذا نظرنا إلى المواد العضوية فإنها تشكل ما يقرب من ١٠٪ لبعض الأوحال البحرية الحديثة، وتحتوي هذه المواد الكربونية (Carbonaceous material) على ١٪ فقط كبريت، ومع هذا تحتوي الأوحال بشكل متتابع على أكثر من ١٪ بيريت. ونستنتج من هذا أنه يجب أن يكون للكبريت مصدر آخر بالإضافة إلى المصادر السابقة. وهذا المصدر هو الاختزال البكتيري (Bacterial reduction) للكبريت المذاب في ماء البحر، وأستدل على هذا من تحليل دراسة نظائر الكبريت (Sulphur isotope studies) والتي أشارت إلى تحرر الكبريت من ماء البحر المغطية للرواسب واحتواء هذه الرواسب له بشكل متتابع. وأينما يظهر كبريتيد الهيدروجين (H_2S) مذابًا فإن معدن البيريت يأخذ شكل مركبات التشكيلة الحركية الحرارية الثابتة للحديد حيث لايتشكل معدن البيريت مباشرة. وتظهر مركبات الحديد الأولى بلون أسود، وبشكل شوائب دقيقة من حديد الكبريتيدات الأحادية (Iron monosulphides). وتعطي هذه كثيرًا من اللون الأسود المتوافر عامة وبشكل مباشر تحت أسطح رواسب كل من مسطحات المد والجزر والبحيرات الغنية بالمواد العضوية وأحواض المياه الراكدة. وتتغير هذه المركبات ذاتيًا إلى

معدن بيريت على بعد عدة سنتمترات تحت سطح التقاء الراسب مع الماء. وقد أبرز العـالم (Berner, 1970) بعض الإثباتات التي تشير إلى أن تشكل معدن البيريت يتم بشكـل رئيسي عن طريق تفاعل الكبريتات الأحادية مع عنصر الكبريت الناتج من أكسـدة كبريتيد الهيدروجـين غير العضـوية أو من خلال نشـاط البكتـيريا المؤكسدة للكبريت. وإذا كانت المياه القاعية البحرية محتوية على أكسجين مذاب فإنه يتشكل عنصر الكـبريت نتيجة تفاعل كبريت الحديد (FeS) وكبريتيد الهيدروجين (H_2S) مع الأكسجين المذاب والممزوج (Stirred) مع الراسب نتيجة أنشطة العواصف والتيارات والديدان المسلكية، (Blatt *et al.*, 1980) .

وأكثر معادن السليكا الحديدية شيوعًا معدن الكاموسيت المتوافر في أحجار حديد ما بعـد الكمـبري (Phanerozoic ironstones) والـذي يصل نسبة تواجده في بعض المناطق إلى حوالي ٦٠٪ من رواسب المياه القليلة العمق. ويتشكل هذا المعدن بشكل عُقَيْدات وفي داخل متخلفات الأحياء، ويظهر عامة في مياه يصل عمقها إلى أقل من ٦٠ مترًا ويتشكـل في هذه الأماكن نفسها معدن الجلوكونيت ولكن تحت مياه عميقة وباردة. كما يتشكل الجلوكونيت الغني بمعدن الحديد في مياه يتراوح عمقها من ٣٠ إلى ٢٠٠٠ متر وهو من المكونات الضئيلة في الرواسب البحرية الحديثة. كما يتكون معدن الجلوكـونيت كحشـوات فراغية غير منتظمة، وكراسب غطائي (Crusts) ، وكراسب إحلال، وكحشوات قنوية في أصداف الكربونات.

وهناك الرواسب الغنية بالحديد القديمة ولكن ليس لها الآن قيمة اقتصادية وهي متمثلة في أحجار حديد كل من الأحزمة السوداء (Black bands) والأحزمة الطينية (Clay bands) . وهـذه عبـارة عن رواسب دقيقة من عُقَيْدَات السدريت أو طبقات عُقَيْدية (Nodular beds) نحيلة ومـوجودة في الأطيان الصفائحية. وتتشكل عُقَيْدَات السـدريت في الأطيان الصفـائحية البحـرية وغـير البحرية وقد يتشكل معها معدن البيريت. وربما يعود تكوين هذه الْعَقَيْدات إلى حركة الحديد ذي النشأة المابعدية (Diagenetic mobilization of iron) تحت ظـروف اختـزال ذات نشـأة مابعدية (Reducing diagenetic conditions) حدثت في أطيان غنية بالمواد العضوية.

وتتشكـل خامـات حديد المستنقـع (Bog iron ores) من هجـرة المياه الجـوفية

الحمضية والغنية بالمواد العضوية والتي تستقر في كثير من البحيرات والمستنقعات الموجودة في الأقاليم الجليدية. ويتم ترسيب الحديد عندما تنتقل مياه هذه المستنقعات أو التربة العضوية إلى بيئة أقل حموضة وأكثر أكسدة. وتتكون خامات حديد البحيرات من سرئيات وحبيبات حديدية بازلية (Pisolitic grains)، أي في حجم حبات البازلا، ملتحمة مع بعضها ومشكلة أقراص حديد كبيرة الحجم، يصل قطرها إلى واحد قدم. وتتشكل هذه الأقراص عامة في مياه ذات عمق بسيط (يصل إلى متر أو أكثر بقليل) عند أطراف البحيرات.

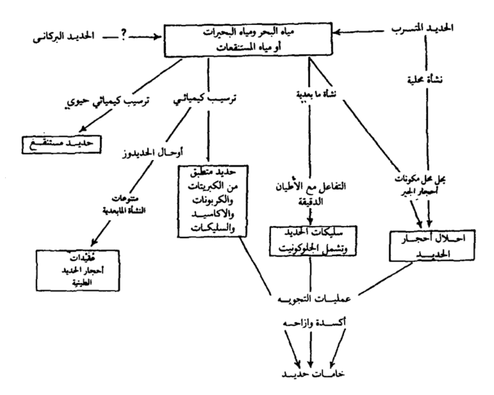
ويشكل خام المستنقع طبقات نحيلة أو رقيقة (Thin layers) من أكاسيد تربة الحديد (Earthy iron oxides) عند سطح المستنقع العضوي وتحت سطحه بقليل. ويظهر أن كلاً من خام حديد البحيرات وخام حديد المستنقع يتشكلان نتيجة هجرة المياه الجوفية الحمضية والغنية بالمواد العضوية، ودخول هذه المياه في بيئة أقل حموضة وأكثر أكسدة مما يؤدي إلى ترسيب حديد الحديدوز (Ferric iron)، (Blatt *et al.*, 1980).

وقد لخص (Pettijohn, 1975) في الشكل (١٥٥) المصادر المحتملة للحديد الذي يتشكل في الرواسب كما يوضح الشكل نفسه الطرق المتعددة التي تؤدي إلى تشكيل الحديد في كثير من الطبقات الرسوبية وكيفية تكوين خامات الحديد أيضًا. وأهم مصادر خامات الحديد في المملكة العربية السعودية موجودة في متكون الشميسي الواقع بين مدينتي مكة المكرمة وجدة. ويظهر بشكل سرئيات حديد بنسبة ٤٥ ـ ٥٠٪ مع مكونات طينية وغيرها.

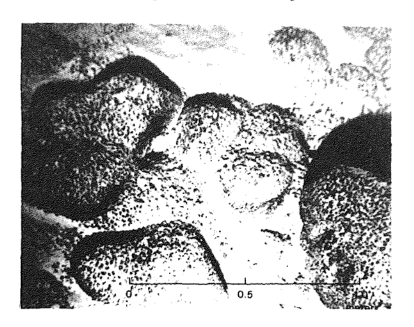
ولمزيد من التفاصيل المتقدمة عن هذا الموضوع، على طالب الدراسات العليا مراجعة: Selley, (1990, 1994); Blatt, (1992); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

٨ ـ عُقَيْدَات المنجنيز Manganese Nodules

عرفَتْ عُقَيْدَات المنجنيز منذ عشرات السنين وهي عبارة عن رواسب كيميائية غير عادية. وتظهر عُقَيْدَات المنجنيز كدرنات بحرية عميقة أو بحيرية (شكل ١٥٦). وتتكون من أكاسيد كل من المنجنيز (Mn) والحديد (Fe) وأكاسيد متميئة (Hydrated oxides) مختلطة مع مواد فتاتية ومعادن أخرى جديدة التشكل مثل أكاسيد التيتانيوم



شكل (١٥٥). مصدر الحديد في الصخور الرسوبية. (عن: Pettijohn, 1975)



شكل (١٥٦). ربما تكثر عُقَيْدَات المنجنيز على أرضية البحار حيث يكون الإرساب الأرضي محدودًا. (عن: Montgomery, 1993)

والباريت (Barite) والنّنترونيت (Nontronite) والكوارتز والأوبال. ويتشكل الحديد مع المنجنيز في هيئة الجوثيت (Goethite) بينما يتشكل المنجنيز رباعي التكافؤ ويأخذ البنْية الآيونية (Tetravalent state) . كما تحتوي عُقَيْدَات المنجنيز على مجموعة من الفلزات الثقيلة (بنسبة ١ ـ ٢٪) مثل النحاس (Cu) والكوبلت (Co) والنيكل (Ni). وربما تعود مصاحبة هذه العناصر لأكاسيد المنجنيز إلى رداءة تبلور معادن عُقَيْدَات المنجنيز. وتظهر عُقَيْدَات المنجنيز في هيئة بنْيات طبقية متحدة المركز (Concentric layered structures) ، وموزعة الانتشار (غير متصلة) في أحجار الجير ولها مقاسات أقطار متنوعة (من أحجام دقيقة مجهرية إلى حوالي متر قطري أو أكبر من ذلك). وفي معظم الأحيان تكون أشكال عُقَيْدَات المنجنيز كروية إلا أن الأحجام الكبيرة منها تكون مسطحة وبشكل ألواح (Slabs). كما تشبه بنْيات عُقَيْدَات المنجنيز إلى حد كبير بنْيات عُقَيْدَات الفوسفوريت (Phospherite nodules) . وتأخذ أحزمة (Bands) معادن المنجنيز المتمركزة مكانها حول جسيمات فتاتية كَكِسَر الصخر البركاني وحبيبات الكوارتز والفلسبار أو حتى أغلفة عضوية (Organic tests) . وتعمل هذه الجسيمات بمثابة النواة التي تتكون حولها طبيقات معدن المنجنيز أو عُقَيْدَات المنجنيز.

ويعتقد أن هناك مصدرين على الأقل للمنجنيز والحديد الموجودان في هذه العُقَيْدَات:

١ ـ تعود كثير من عُقَيْدَات المنجنيز البحرية إلى أنها ناتجة من تحلل الحطام البركاني البحري (Decomposition of submarine volcanic debris) . وقد استنتجت هذه الفكرة من نتائج العالم (Lyle, 1976) التي تنص على أن المصدر الرئيسي للمنجنيز الذي تتشكل منه عُقَيْدَات المنجنيز البحرية يأتي من المنجنيز الحرمائي (Hydrothermal manganese) والمنبعث من مراكز اتساع أرضية المحيطات (Oceanic spreading centers) .

٢ ـ يأتي أو يترسب المنجنيز من ماء البحر عن طريق اختلاف عملية التأكسد (من Mn^{2+} إلى Mn^{4+})وغالبًا مايصطحب معه معادن حديدية رديئة التبلور أو عديمة التشكل. كما أشار (Glasby, 1973) إلى أنَّ تباعد أرضية البحار لا تعطي فقط المنجنيز بَلْ تتحكم أيضًا في تحديد الحجم النهائي لِعُقَيْدَات المنجنيز.

كما أن النشاط البركاني المصاحب لتراكم عُقَيْدَات المنجنيز في المياه العذبة قليل

وهذا يتطلب البحث عن ميكانيكية أخرى يجلب منها عنصر المنجنيز. وهناك مصدران يمكن أن يكون لهما علاقة وطيدة في إمداد عنصر المنجنيز الذي تتشكل منه عُقَيْدَات المنجنيز في البحيرات:

١ ـ مياه البحيرة القريبة من أرضية القاع.

٢ ـ المياه الموجودة في مسامات راسب الأرضية.

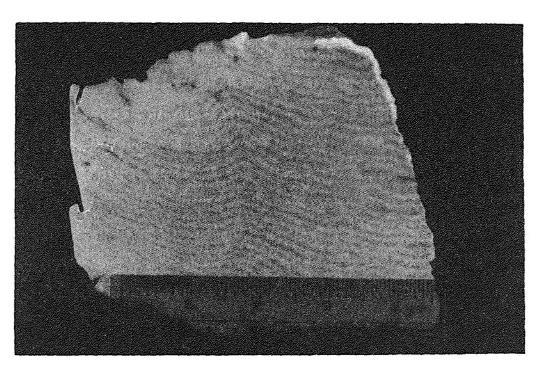
ويعتقد أن مصادر عناصر الحديد والمنجنيز المتشكلة منه عُقَيْدَات المنجنيز في البحيرات، قد نتجت من صخور نارية ومتحولة قارية ونقلت إلى البحيرات عن طريق مياه الأنهار. وقد تنتقل العناصر في اتجاه أسفل التيار إلى البحيرات وبشكل أساسي كمركبات عضوية تستقر في أرضية البحيرات ومن ثم تتأكسد وتطلق العناصر المنقولة مثل الحديد والمنجنيز. . . إلخ. ويتبع ذلك حدوث توازن بين الحديد والمنجنيز الذائب ومركبات هيدروكسيد الأكسجين (Oxyhydroxide) غير الذائبة. وبشكل سريع تحدث نشأة مابعدية للفلزات المنقولة في الرواسب الناعمة الحبيبات المتراكمة وينتج عن ذلك تركيز قوي للمحتويات بين الراسب الأعمق، وهو المنخفض في عاملي الحموضة (pH) والأكسدة (Eh)، والراسب السطحي، وهو المرتفع في عاملي الأكسدة والحموضة. وينتشر إلى أعلى توزيع المنجنيز في مياه القاع الذي تتشكل منه عُقَيْدَات المنجنيز (Blatt *et al.*, 1980).

وبشكل ختامي تظهر عُقَيْدَات المنجنيز في الرواسب البحرية وفي بعض رواسب البحيرات. وربما تتشكل عُقَيْدَات المنجنيز في أرضية البحار من أصل نشأة مزدوج. فقد يتشكل البعض من عمليات البكتيريا والبعض الآخر من تفاعل ماء البحر مع نواتج البراكين البحرية. ويحتمل ترسب المنجنيز ذي الأصل البركاني من خلال عمليات تأكسد Mn^{2+} إلى Mn^{4+}، وفي هذه الحالة يجب أن يكون ماء البحر غني بالأكسجين. بينما يتم تشكيل المنجنيز في البحيرات تحت ظروف أكسدة سائدة مع معدل ترسيب منخفض فترسب أكاسيد الحديد والمنجنيز حول نواة من الجسيمات الفتاتية كالعقد الطينية والخلايا الجرثومية النباتية (Plant spores) أو بقايا عضوية أخرى. وعندما تصبح مياه المسامات غنية بالمنجنيز وبعد تأكسد الحديد المصاحب ترسب عُقَيْدَات المنجنيز. وتعمل تيارات قاع البحيرة على بقاء العُقَيْدَات مكشوفة وعلى إيصال المنجنيز والحديد

إلى المياه الغنية بالأكسجين، Friedman and Sanders, (1978). راجع أيضًا: Selley, (1990, 1994) and Boggs, (1995).

٩ ـ صخر الأستروماتوليت Stromatolites

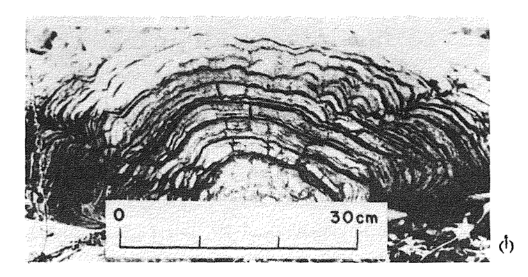
تتشكل رواسب الأستروماتوليت من رقائق صخرية أو طبقات (Layers) نحيلة السُّمك متعاقبة وهي من إفرازات أنواع معينة لبعض الأحياء الطحلبية الدقيقة وجسيمات رسوبية دقيقة نشأت خارج حوض الترسيب والتحمت بهذه الإفرازات مكونة ما يعرف بصخر الأستروماتوليت (شكل ١٥٧).



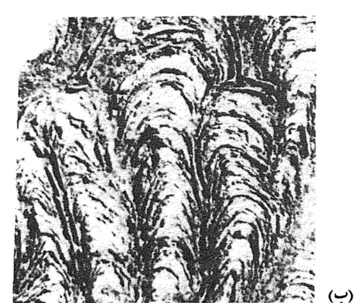
شكل (١٥٧). عينة أستروماتوليت من متكون الحنيفة من عصر الجوراسي الأعلى، منطقة ديراب جنوب غرب مدينة الرياض، المملكة العربية السعودية. (تصوير: مشرف).

وتتراكم هذه الرواسب في مياه بحرية ضحلة أو قليلة العمق، مثل مسطّحات الجَزر والبِرَك الشاطئية (Intertidal flats & lagoons) نتيجة اصطياد (Trapping) جسيمات الأوحال الجيرية الدقيقة والتصاقها بالمادة العضوية اللزجة التي تفرزها الطحالب

الخضراء / الزرقاء مشكلة فَرْشَات أو أغْطِية (Mats) رقيقة. وتنمو هذه الرقائق (Laminae) بشكل متعاقب مكونة أشكالاً متعددة تشبه إلى حد كبير بنية رؤوس الكرُنب (شكل ١٥٨أ). وقد يعود أصل نشأة بعض الأستروماتوليت إلى ترسيب كربونات



(أ)

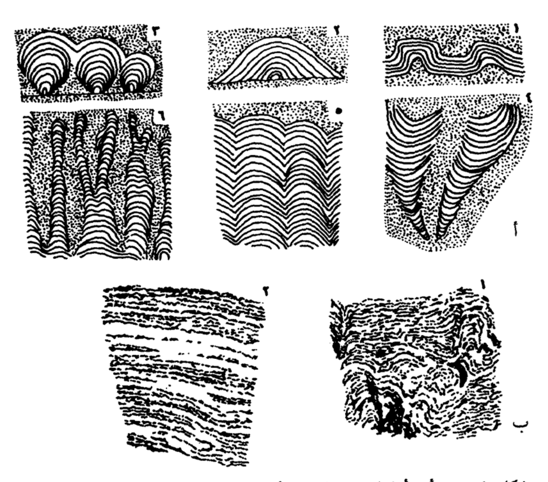

(ب)

شكل (١٥٨). بنية صخور الأستروماتوليت:
(أ) قطاع جانبي لأستروماتوليت طحلبي وتظهر فيه الرقائق القببية التي تعرف ببنية رأس الكُرُنْب. (عن: Friedman and Sanders, 1978)
(ب) حجر جير أستروماتوليتي. (عن: Pettijohn, 1975)

الكالسيوم في داخل الفَرْشَات أو الأغطية الطحلبية (Friedman and Sanders, 1978) . ويشكل راسب كربونات الكالسيوم الدقيق المكَوِّن الرئيس الذي يتكوّن منه صخر الأستروماتوليت بالإضافة إلى كميات ضئيلة من جسيمات دقيقة أخرى. ويعود تكوين صخر الأستروماتوليت منذ عصر ما قبل الكمبري حتى البيئات الحديثة حيث تترسب رواسب الكربونات ويشيع تكوين الأستروماتوليت في أجزاء متعددة من العالم حيث توجد تتابعات سميكة من صخر الكربونات.

وتترسب الْفُرُش أو الحصائر الطحلبية (Algal mats) في برك بحرية عالية الملوحة يرافق ذلك ترسيب جسيمات الكربونات، وأحسن مثال على ذلك في وقتنا الحاضر هو مايحدث في البِرَك الشاطئية الواقعة على امتداد ساحل البحر الأحمر. ويظهر مقطع الجسم الكلي لصخر الأستروماتوليت من مادة طحلبية دقيقة الترقق. ويتشكل العديد من هذه الرقائق الطحلبية في داخل رقائق أنسجة الطحالب الطَّرية. ويتداخل مع مادة هذه الرقائق العضوية وبشكل متبادل رقائق مفردة، وذات سماكة تقاس بالمليمترات ومكونة من كربونات الكالسيوم المتصلب. ويوجد بداخل هذه الرقائق الورقية من معادن الكربونات كل من معدني الأراجونيت والكلسيت الغني بالمغنسيوم إلاّ أنّ الأخير هو الأكثر شيوعًا. وترسب طحالب البرك العالية التشبع بالأملاح بالإضافة إلى الرقائق المتصلبة كلاً من السرئيات (Ooids) وكريات الطحالب (Oncolites) وأحجار العِنَب (Grapstones) ، (Friedman and Sanders, 1978) .

وقد أوضح (Davies, 1968) أن الأستروماتوليت الطحلبية تتكون بشكل عام من مادة جيرية أو كلسية (Calcareous) ونادرًا ما تكون غير ذلك. وتتنوع بنية الأستروماتوليت من رقائق منبسطة مسطحة (وتحتاج هذه إلى فحص دقيق لتمييزها عن بنية الرقائق الرسوبية العادية) إلى متحدبة ذات أشكال وأحجام مختلفة. وقد تُشكِّل الأستروماتوليت بنيات عمودية وأشكال متفرعة ثابتة أو تكون طليقة التدحرج مشكلة ما يسمى بالكريات الطحلبية (Oncolites) وهذه عبارة عن أجسام متمركزة البنية وتشبه بشكل عام الدرنات (Concretions). ويوضح (شكل ١٥٩) الأشكال المتنوعة التي تظهر بها بنيات الأستروماتوليت (Pettijohn, 1975) وتظهر بعض البنيات الطحلبية نموًا غير متجانس حيث تكون رؤوس الأستروماتوليت بيضية (Elliptical) الشكل بدلاً من



شكل (١٥٩). أ ـ أشكال متعددة لبنيات الأستروماتوليت.
ب ـ نوعان من التطبق الأستروماتوليتي في أحجار الجير.
(عن: Pettijohn, 1975)

دائرية، وتكون الاستطالة موازية لنظام التيار السائد (Hoffman, 1967). وقد تأخذ بعض أشكال الأستروماتوليت المعقدة أحجامًا كبيرة، حيث يصل ارتفاع أعمدة الأستروماتوليت إلى عدة أمتار. ويعود هذا النوع من الأستروماتوليت إلى النمو المتزايد (أو المتصاعد) في البنية أثناء عملية الترسيب. وقد وصف (Hoffman, 1969) صخور طحلبية من الأستروماتوليت التي يصل سمكها إلى ١٨ مترًا واتساع مساحتها إلى ٦٠ مترًا مربعًا وهذه موجودة بين أحجار جير يعود عمرها إلى زمن ما قبل الكمبري.

وتختلف العلاقة الموجودة بين رأس الأستروماتوليت الواحد إلى الآخر وبين هذه الرؤوس والراسب المحيط بهم. حيث يمكن في بعض الحالات أن نتتبع الرقائق

الداخلية لجسم الأستروماتوليت خلال الصخر المضيف (Host rock) ويظهر الرأس متصلاً بعمود الأستروماتوليت المجاور. ولكن في حالات أخرى لا يوجد هناك ارتباط بين رؤوس الأستروماتوليت. وتتكون مادة الأستروماتوليت من كربونات رملية متفتتة ومتكسرة. ويندر وجود رؤوس الأستروماتوليت على هيئة متصلبة. وبصورة عامة تتشكل رؤوس الأستروماتوليت بشكل متقارب ومترابطة سويًا في طبقة واحدة يشار إليها عندئذ على أنها طبقة أستروماتوليت. وتشير الملاحظات الجيولوجية لكل من الأستروماتوليت المتشكلة في البيئات القديمة والحديثة على أنها تكونت في مياه بحرية قليلة العمق. وقد دلت التجعدات الموجودة في الرقائق الطحلبية على أنها تشكلت بسبب فترات الجفاف التي تعرضت لها مناطق تكوين هذه البيئات الطحلبية والتي هي في كثير من الأحيان متمثلة في مناطق يكون فيها عمق الماء ضئيلاً جدًا. وأحسن مثال على ذلك مناطق مسطحات الجَزْر (Intertidal zone) . ويبدو أن الطحالب البانية للأستروماتوليت غير مقيدة بدرجة حرارة ولا بدرجة ملوحة معينة للمياه المتكونة فيها. كما يشير وجود أحجار الجير المتشققة والسرئيات والرواهص ذات الحصيات المسطحة مع الأستروماتوليت على توفر بيئات مياه بحرية قليلة العمق.

ولمزيد من المعلومات عن الأستروماتوليت راجع :

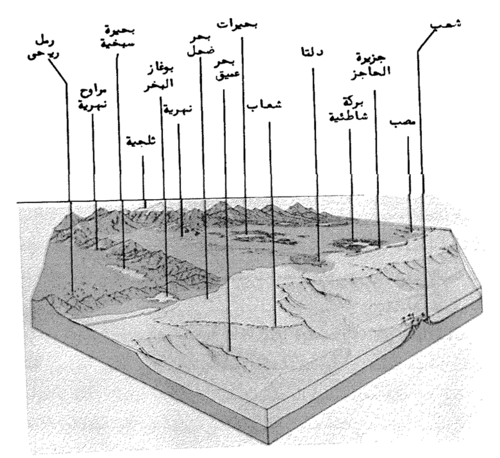
Selley, (1976, 1990, 1994); Blatt, (1992); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

وأثبتت خاصية عدم التجانس المتميزة بها بعض الأستروماتوليت على أنها مؤشر مفيد لمعرفة التيار القديم السائد في منطقة ترسيب هذه البيئات الطحلبية. كما أثبتت تحدبات رقائق الأستروماتوليت على أنها خاصية يمكن الاستفادة منها في تحديد نظام تعاقب التطبق الطبقي في الاتجاه العمودي ومعرفة الطبقات المقلوبة في حال كون السطح المحدب للأستروماتوليت مقلوبًا.

وللمزيد من التفاصيل المتقدمة والمتعلقة بصخر الأستروماتوليت على طالب الدراسات العليا مراجعة :

Bathurst, (1975); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.*, (1980); Greensmith, (1981); Conybeare and Crook, (1982); Blatt, (1992); Selley, (1994) and Boggs, (1995).

الفصل الثامن



(عن: Hamblin and Howard, 1980)

السحنات والبيئات الرسوبية

● مقدمة ● معاملات السحنة الرسوبية ● الدورات الترسيبية والتتابع الترسيبي ● تصنيف البيئات الترسيبية ● وصف البيئات الرسوبية ● البيئات القارية ● البيئات الانتقالية ● البيئات البحرية.

مقدمة

يقصد بالبيئة الرسوبية (Sedimentary environment) ، هو ذلك الجزء من سطح الأرض الذي يمكن تمييزه عن الأجزاء المجاورة بناءً على الاختلافات في مجموع ظروف المتغيرات الطبيعية والكيميائية والحيوية (العضوية) التي ترسّب تحتها الراسب ويتأثر بها، حيث إن هناك علاقة وطيدة بين بيئة الترسيب وطبيعة الراسب المترسب فيها. ومن ثم يمكننا القول إن خواص الرواسب المترسبة في بيئة ما، تحدده بشكل كبير ظروف تلك البيئة المتمثلة في متغيرات (Parameters) العمليا الثلاث الموضحة آنفًا.

ويدخل ضمن نطاق هذه المتغيرات كل من كائنات البيئة الحيوانية والنباتية وجيولوجية المنطقة وجيومورفولوجية المنطقة ومناخ وطقس المنطقة، وفي حالة الرواسب التحت مائية أيضًا، تشمل كلاً من عمق الماء ودرجة حرارته، ودرجة ملوحته، ونظام التيارات السائدة فيه. وترتبط هذه المتغيرات ببعضها حتى أن أي تغيير في أحدها ينتج عنه تغيير في بقيتها.

وعرَّف العالم (Moore 1949, and Teichert 1958a) مصطلح السِّحْنة (Facies) بأنها ذلك الجزء الصخري لوحدة طبقية (استراتجرافية) والتي تظهر خواص تختلف بشكل كبير عن بقية أجزاء تلك الوحدة الطبقية. ويمكننا إيضاح ذلك بالقول إن السِّحْنة الرسوبية عبارة عن كتلة صخر رسوبي يمكن تمييزها عن بقية الصخور الأخرى داخل الوحدة الطبقية الواحدة بناء على أبعادها الحجمية (Geometry) ، ونوعية كل من الصخر والبنيات الرسوبية المرافقة، ومنهاج التيار القديم والأحافير المتوافرة فيها. وطبقًا لهذا التعريف تكون السِّحْنة الرسوبية محددة باتساع مساحتها جغرافيًا وطبقيًا ومع ذلك، ربما تظهر السِّحْنة نفسها متكررة عند عدة مستويات داخل نفس الوحدة الطبقية.

وحيث إن دراسة البنيات الرسوبية تستلزم معرفة عاملين رئيسين هما:

١ ـ العمليات الفيزيائية والكيميائية والحيوية التي تحدث (حدثت) في البيئة.

٢ ـ نوعية الرواسب الرسوبية التي تشكلت في هذه البيئة أو تحت هذه الظروف.

وبالمثل فإن الرواسب الرسوبية تتطلب معرفة شيئين مهمين هما:

(أ) حجم وشكل واتساع مساحة جسم الراسب (السِّحْنة).

(ب) معرفة كل من التكوين المعدني، والنسيج الصخري والبنيات الرسوبية الموجودة في هذا الراسب الرسوبي يضاف إلى ذلك معرفة التغيرات التي تطرأ على هذه السِّحَنْ الرسوبية.

وتقع أهمية تمييز العديد من السِّحْنات الرسوبية المختلفة وتحليل هذه السِّحَن في تكون القاعدة الأساسية للتفسير البيئي للوحدات الطبقية المتنوعة. لذا عند تعريف أو إظهار الاختلافات بين السِّحْنَات نستبعد كلاً من خاصية الانفصام (Cleavage)، والفواصل (Jointing).

وقد تكون البيئة الرسوبية عبارة عن موقع حت (تعرية) أو مكان عدم ترسيب (وهو المعروف بمنطقة التوازن Equilibrium).

وتعتبر المناطق القارية والمتكونة من المناطق الجبلية في العالم، بمثابة بيئات رسوبية تسودها عمليات الحت (Erosion) بشكل كبير وتقل أو تنعدم فيها عمليات الترسيب (Deposition)، وعدم الترسيب (Non deposition). ففي مثل هذه الأماكن، والمعروفة ببيئات الحت، غالبًا ما تكون التجوية واسعة النطاق وتتبعها عمليات حت سريعة. وقد تحدث عمليات ترسيب محلية ومحدودة وهذه متمثلة في عمليات كل من تدفق الوحل والمثالج والفيضانات. وحيث إن عمليات الحت متجددة باستمرار في هذه المناطق، لذا تكون هذه الرواسب مؤقتة وليس هناك الوقت الكافي لتشكيل التربة على الطبقة الصخرية. كما توجد بيئات الحت الرسوبية على واجهة الجدران الجبلية المواجهة للسواحل البحرية وتوجد أيضًا تحت البحر في الأخاديد البحرية (Submarine canyons) وعلى الأرصفة القارية التي تسودها التيارات البحرية. إلاّ أنه في هذه المواقع الشاطئية والبحرية تفوق نواتج الترسيب على عمليات الحت، مما يجعلنا نطلق عليها بيئات ترسيب بدلاً من مناطق حت أو تعرية. ونستدل على ذلك من أن حوالي ٩٠٪ من الغطاء الرسوبي في العالم تشكل أو ترسب في بيئات مائية. وأن حوالي ٦٠٪ من هذا الحجم الكلي يتكون من رواسب بحرية ورواسب شاطئية (Selley, 1976, 1994). ومن ثم يمكننا القول إن بيئات الترسيب الرسوبية تصبح سائدة بشكل كبير في المناطق التحت مائية.

ويجب أن يضاف تصنيف ثالث إلى بيئات كل من الحت والترسيب والذي

يمكن أن نطلق عليه مصطلح البيئات الرسوبية التوازنية أو المتعادلة (Sedimentary environment of equilibrium) وهـذه متمثلة في أسطح الأرض سواء على اليابسة أو تحت ماء البحر والتي تظل لفترات زمنية طويلة ثابتة وليست هي بمواقع حت، كما أنها ليست بمـواقـع ترسيب. ونتيجـة لهذا الثبات (Stability) فإن هذه البيئات غالبًا ما تتعرض طبقاتها الباطنية (Substrata) إلى تغييرات كيميائية قوية. وتُمَثل مناطق البيئات المتوازنة على اليابسة بالمناطق المستوية والمسطحة (Peneplanes) من أواسط القارات، وحيث إن هذه المناطق تكون مكشوفة بشكل مستمر وعبر ملايين السنين فإن عمليات التجوية تصبح سائدة ومؤثرة إلى حد كبير، مما يؤدي إلى تشكيل التربة على الطبقة الصخرية، ومن نواتجها مستويات تربة اللّتريت والبوكسيت المتكونة محليًا وتحت ظروف مناخية معينة ومقترنة مع طبقات صخرية قاعية مناسبة والتي ربما تعتبر من نواتج أو متخلفات البيئات الرسوبية المتوازنة.

وبالإمكان تمييز مناطق بيئات توازن شاسعة تحت سطح البحر، مثل الأرصفة القارية والسهول العميقة البحرية (Abyssal plains) وجميع هذه المناطق تقع تحت تأثير تيارات قوية بدرجة كافية لأن تزيح أو تحرك أي راسب قد يستقر من الرواسب المعلقة (Suspended sediments) ، ومع ذلك تكون هذه التيارات ضعيفة لدرجة أنها غير قادرة على حت وتعرية الطبقة القاعية أو الباطنية. لذلك تتعرض هذه الأسطح المكشوطة أو النظيفة (Scoured surfaces) إلى تفاعلات كيميائية مع ماء البحر والتي تقود إلى تشكيل وتكوين قشرات المنجنيز (Manganese crusts) وإلى عمليات تكوين الفوسفات وإلى تغـيرات النشأة المابعدية الأخرى (انظر: Selley 1976, Mero 1965). وتمثل الأراضي الصلبة (Hardgrounds) البيئات الرسوبية المتوازنة في العمود الجيولوجي، وهذه عبارة عن أسطح طبقات متمعدنة. وعامة تكون موجودة داخل طبقات أحجار الجير. وتكون غالبًا مثقبة بشكل كبير ومغطاة بطبقة (Layer) دمْلوك ضئيلة السمك. وتتكون هذه الطبقة النحيلة من كِسَر صخرية مساقة من الطبقة السفلية (Substrata). وتتكون طبقة الأراضي الصلبة من طبقات نحيلة جيرية ملتحمة مع بعضها. وهي متوافرة في كثير من سحنـات الكـربونات إلاّ أنها تخص بشكل مميز طبقات أحجار الطباشير. وقد دلت معـظم الـدراسات على أن هذه الظاهرة تتكون عندما تلتحم الأجزاء العليا لبعض

طبقات الكربونات قبل ترسيب راسب الطبقة العلوية. ويُعَضِّدْ حدوث عملية السمنتة المبكرة في مستويات هذه الطبقات النحيلة، ظهور الجزء العلوي لهذه الطبقات غالبًا متأثرًا بشكل كبير بأنشطة الديدان الثقبية (Boring organisms)، أو تكون مستعمرة بأحياء مثل المحاريات (Oysters) والتي تحتاج إلى طبقة تحتية متماسكة لكي تلتصق بها الأحياء (المحاريات). وبشكل متتابع تكون هذه الأسطح المثقبة مغطاة مباشرة بمدملكات من الطباشير المتكون محليًا (Intraformational conglomerates). وغالبًا ما تتشكل كِسَرْ هذه المُدْمَلَكات من المواد الفوسفاتية والجلوكونية المحاطة براسب أرضية من رواسب المرْل (Selley, 1976, 1994).

ويمكننا إيضاح متغيرات العمليات الثلاثة المذكورة آنفًا والتي أوجزها (Selley, 1976) كالتالي:

١ ـ تشمل المتغيرات الطبيعية لأي بيئة رسوبية، سرعة واتجاه واختلافات كل من الرياح والأمواج وتدفقات المياه التي تسود هذه الطبقة. كما تشمل الاختلافات التي تحدث في مناخ وطقس البيئة وما تتضمنه من تفاوت في درجات الحرارة ونسبة هطول الأمطار والثلوج والرطوبة.

٢ ـ وتعني المتغيرات الكيميائية لأي بيئة رسوبية بالتكوين المعدني للماء الذي يغطي البيئة الرسوبية التحت مائية كما تتضمن الكيمياء الجيولوجية للصخور المتواجدة في المناطق البيئية القارية المتاخمة.

٣ ـ وتضم المتغيرات الحيوية كلًا من الأحياء النباتية (Flora) والحيوانية (Fauna). ويحتمل أن يكون لهذه الأحياء تأثيرًا كبيرًا على العمليات الرسوبية (مثل الحت والنقل والترسيب) التي تأخذ مكانها على اليابسة. فمثلًا إفراط الحيوانات في التغذية على الأشجار وأوراقها وإزاحتها كلية من سطح الأرض وإفراطها في حرث التربة يمكن أن يتسبب في ارتفاع غير عادي في معدلات الحت في منطقة ما يصحبه زيادة في معدلات الترسيب في مكان آخر. وبشكل مضاد يكون النمو في الصحاري للنباتات الجديدة. تأثير متوسط على العمليات الرسوبية.

وفي البيئات البحرية تكون الأحياء الدنيئة أو الدقيقة التشكل مهمة بسبب أنه يمكن لهياكلها أن تشارك في تكوين الصخر الجيري وبسبب وجوده في الماء فإنه يمكن

تغيير توازنه مما ينتج عنه ترسيب الرواسب الكيميائية مثل ترسيب أوحال الأراجونيت وغيرها من الرواسب الكيميائية الأخرى والتي سبق الحديث عنها في الفصل السابع. هذا بالإضافة إلى أنه بشكل خاص، يكون لتشكيل وتاريخ الشِّعاب العضوية (Organic reefs) علاقة وطيدة بنوعية أحيائه وتفاعلات هذه الأحياء مع البيئة المحيطة.

ونستنتج مما سبق شرحه بأن البيئة الرسوبية ربما تكون مكان حت أو مكان عدم ترسيب أو مكان ترسيب. وبالمقارنة يمكن القول إنه عامة تمثل البيئات التحت هوائية (فوق سطح الأرض) نموذجًا لمناطق تسودها عمليات الحت بشكل كبير، وتمثل البيئات التحت مائية نموذجًا لمناطق تسودها غالبًا عمليات الترسيب. وهناك بعض البيئات التي تكون متذبذبة وتتغير أثناء الفترة الزمنية الواحدة بين مراحل من الحت وعدم الترسيب والترسيب وهذه البيئات متمثلة في وديان الأنهار.

ويشير تعدد البيئات الصحراوية والبحيرية والنهرية والدلتاوية والبحرية وغيرها من البيئات الأخرى الموجودة على سطح الطبيعة إلى أن هناك عددًا لا نهاية له من البيئات الرسوبية ولكن ليس هناك بيئتان متماثلتان كلية، وأن البيئات المختلفة غالبًا ماتتداخل مع بعضها عبر سطح الأرض. وبالمقارنة يمكن أن نشير إلى أن هناك عددًا لا نهاية له من السِّحْنات الرسوبية التي تتكون بشكل متكرر في صخور من أعمار مختلفة في جميع أنحاء العالم ولكن لا يمكن أن يكون هناك سِحْنتين رسوبيتين متماثلتين كلية في جميع الخصائص ولو أنه عامة مايكون هناك انتقال متدرج بين سحنة وأخرى. وتكون السِّحْنات الرسوبية عبارة عن نواتج بيئة ترسيبية معينة، هذا بالإضافة إلى ما ترثه هذه السِّحْنات من مراحل حت وعدم ترسيب مبكرة أو سابقة.

ويمكننا تلخيص ماسبق شرحه عن مفاهيم البيئات الرسوبية في السِّحْنات الرسوبية كما في جدول (٢٩).

معاملات السِّحْنة الرسوبية

١ ـ الشكل الحجمي لِلسِّحْنة الرسوبية Geometry

وهذا يتطلب معرفة اتساع أبعاد السِّحْنة الرسوبية سواء عند سطح المنكشف أو تحت سطح الأرض. ويتم ذلك عن طريق عمل خارطة توضح الشكل الحجمي العام

جدول (٢٩). يوضح العلاقة بين البيئات الرسوبية والسِّحْنات الرسوبية.

السبب ← التأثير			
نوع العمليات		طبيعة البيئة	معاملات السِّحْنة الرسوبية
فيزيائية		تحاتية أو حتّية	١ ـ حجم السِّحْنة
كيميائية	بيئة رسوبية	عدم ترسيب	٢ ـ السِّحْنة الصخرية
حيويــة		ترسيبية ← سِحْنات رسوبية	٣ ـ البِنْيات الرسوبية
			٤ ـ التيارات القديمة
			٥ ـ الأحافير

(عن : Selley, 1978)

لهذه السِّحْنة وتبيان حدودها من جميع الاتجاهات وما يجاورها من سِحْنات أخرى. ويمكننا عمل هذه الخارطة عن طريق المعلومات المستنبطة من الحفر المثقبي (Boreholes) والتفسير البيئي لكل بئر. ولكن في وقتنا الحاضر يمكننا عمل نفس الخارطة وبصورة أكثر دقة عن طريق الدراسة الجيوفيزيائية للمنطقة قبل إجراء عملية الحفر المضنية من حيث استغراق الوقت والتكلفة المادية. راجع أبحاث كل من: Lyons and Dobrin, (1972); Harms and Tackenberg, (1972); Sheriff, (1976).

٢ ـ معرفة نوعية حجر السِّحْنة الرسوبية Lithology

هل السِّحْنة تتكون من رواسب كربونات (مثل أحجار الجير) أم رواسب فتاتية (مثل أحجار الرمل والغرين وما شابه ذلك)؟ ومن المعروف أن صخور الكربونات تتمثل في تعداد سحناتها الدقيقة (Micro-facies)، ويتعلق توزيعها ببيئاتها الترسيبية، هذا بالإضافة إلى أن هذه السِّحْنات الدقيقة لا تتحمل الانتقال البعيد عن أماكن تشكيلها. ومن ثم نستطيع أن نعتبر كثيرًا من أحجار الجير ذات علاقة وطيدة ببيئة ترسيبها، ويمكننا ملاحظة ذلك من فحص قشرة صغيرة (Small chip) منها أو من فحص مجهري لقطاع صخري منها ومقارنة ذلك مع رواسب حديثة مماثلة.

ومن ناحية أخرى تدل معرفة نوعية الرواسب الفتاتية (مثل أحجار الرمل) على أنها لا تعكس البيئة المترسبة فيها فقط بل أنها تشير إلى تاريخ انتقالها وإلى نوعية الصخر

المجلوبة منه. لذا نجد أن الدراسة المجهرية (البتروغرافية) لأحجار الرمل ذات قيمة قليلة من حيث إشارتها إلى بيئة الترسيب، هذا إذا ماقورنت بمثيلتها في حالة صخور الكربونات والتي تكون فيها الدراسة المجهرية حتمية ولازمة بشكل كبير. كما أن أحجار الرمل أقل عرضة لعملية النشأة المابعدية من الكربونات، ولذا يكون الطراز الترسيبي لأحجار الرمل أسهل بأن يميز. وغالبًا في حالة أحجار الرمل تعكس أحجام الحبيبات وتصنيفها وأشكالها وأنسجتها مستوى الطاقة المترسب تحت ظروفها الرمل والعمليات الشائعة في بيئة الترسيب لذا تتطلب عناية كبيرة في تفسير بيئاتها. لمزيد من التفاصيل راجع: Selley, (1978, 1994) and Boggs, (1995).

٣ - معرفة البنيات الرسوبية (Sedimentary Structures) السائدة في السِّحْنة الرسوبية

وهي مهمة لأنها تعتبر مؤشرات البيئة الترسيبية لهذه السِّحْنة. والبِنْيات الرسوبية ليست كالأحافير والرواسب نفسها لأنها بدون شك تكونت وتشكلت في أماكن وجودها ولا يمكن أن تكون منقولة كما هي عليه من خارج حوض الترسيب. ويمكن دراستها بسهولة في المنكشفات الصخرية كما يمكن فقط دراسة البِنْيات الصغيرة أو الدقيقة منها والتي تظهر على عينات لب الصخور المأخوذة من الصخور التحت سطحية. وهناك الكثير من المراجع العلمية التي تصف وتناقش أنواع البِنْيات الرسوبية وقد تكلمنا عنها بالتفصيل في الفصل الخامس (راجع الفصل الخامس).

٤ - معرفة أنظمة التيارات القديمة (Paleocurrent patterns) السائدة في حوض ترسيب هذه السِّحْنة الرسوبية

وقد يختلف هذا العامل عن بقية العوامل الأخرى لكونه خاصية ملاحظة ويعتمد بشكل كبير على فطنة ودقة ملاحظة الدارس في الحقل. ويجب أن يشتمل تحديد التيارات القديمة لأي سِحْنة من السِّحَن ليس فقط على وصف هذه التيارات ولكن على تفسير المعلومات المرتبطة بها أيضًا. ويجدر بنا أن نتذكر أن اكتشاف وملاحظة التيار القديم يأتي من البنيات الرسوبية الموجودة في السِّحْنة الرسوبية وهي تعكس بيئة ترسيب هذه السِّحْنة وليس بالإمكان أن تكون علامات موروثة من خارج منطقة (حوض) الترسيب الفعلي. ويتضمن تحليل التيار القديم لِسِحْنة ما الخطوات التالية:

(أ) قياس اتجـاه توجيه البِنْيات الرسوبية المهمة في الحقل (مثل اتجاه التطبق المتقاطع ومحاور القنوات واتجاه توجيه علامات النيم. . . إلخ).

(ب) تحصيل اتجاه التيار القديم عند كل نقطة تؤخذ معطيات القياسات المعنية.

(جـ) عمل خارطة تيار قديم إقليمية.

(د) ربط ودمج خارطة التيار القديم مع خطوط أو متفرعات أخرى لتحليل السَّحَن من أجل تحديد البيئة والجغرافيا القديمة.

ربما تشير التيارات القديمة في بعض البيئات إلى الميل أو المنحدر القديم (Paleoslope) (كما هو الحال في الأنهار) وربما الآخر لا تعطي تلك الدلالة في البعض الآخر (كما في رواسب الريح).

وقد نوقشت طريقة أخذ قياسات اتجاه توجيه البِنْيات الرسوبية وتطبيقات تحليل التيارات القديمة في كثير من الكتب والأبحاث وهذه متقدمة عن مستوى هذا المقرر لذا، نحيل طالب الدراسات العليا إلى كل من: Potter and Pettijohn, (1977); Allen, (1966); Klein, (1967) and Selley, (1968, 1982, 1990).

٥ ـ تعريف أحافير (Fossils) السِّحْنة الرسوبية إذا وجدت

ويعتبر هذا العامل من الطرق الأكثر أهمية لتعريف البيئة الترسيبية لراسب ما، ويعطي علم البيئة القديمة (Paleoecology) الطريقة التي عاشت فيها الأحافير وسلوك هذه الأحافير فيما بينها. ويشير أيضًا إلى مدى تأثيرها في بيئاتها وتأثرها بها. راجع كل من: Gecker, (1957); Hedgpeth and Ladd, (1957); Ager, (1963); Imbrie and Newell, (1964); Crimes and Harper, (1970); Frey, (1975); Seilacher, (1967); Rodriguez and Gustschick, (1970) and Heckel, (1972).

ولكن نستخدم الأحافير للتعرف على بيئة الترسيب للراسب المحيط بها، كما يجب أن يوضع في الحسبان (أو الاعتبارات) الحقيقتان التخمينيتان وهما:

- إنّ الأحافير عاشت في المكان الذى دفنت فيه.
- إنّ مَوْطِن وبيئـة (Habitat) الأحـافير يمكن أن تستخلص إما من أشكالها وبنياتهـا (Morphology) أو من دراسـة أحفـادها الحية (إذا وجد منها شيء). وهناك مسألتان هما في غاية الأهمية ويجب أن نذكرهما عند استخدام الأحافير كمؤشرات بيئية وهي الآتي:

(أ) ليس من السهل دائمًا بأن نكون متأكدين من أن مخلوق ما أو أحفورة عاشت في أو على الراسب الذي دفنت فيه. لأن هناك عديدًا من الأحافير حفظت في بيئة معينة، ليس لأنها عاشت فيها، ولكن لأنها نقلت إليها عن طريق الصدفة وأخذت هذه البيئة موقف الاعتداء على تلك الأحافير فقتلتها ومن ثم دفنت فيها، ومثال ذلك غرق كثير من الحيوانات في بعض الأنهار وانتقالها إلى البحر.

(ب) كذلك جلب مَعِيشَة أو مَوْطِن (Deducing habitat) أحفورة من منطقة إلى منطقة أخرى تساعد في معرفة طبيعة مناخ البيئة القديمة للمنطقة المستجدة. نذكر على سبيل المثال ما يسود الآن من الدِّبَبَة (Bears) المتواطنة في منطقة تمتد من خط الاستواء إلى القطب الشمالي، فلو عاشت في وقتنا الحاضر دُبَبَة القطب فربما استخدمت عظام الدِّبَبَة القديمة كمؤشرات للمناخات المثلجية (Glacial climates)، (Shepard 1964).

ومن بين الأحافير المختلفة التي يمكن استخدامها في التحليل البيئي قد يكون هناك اثنان من أعظم الأنواع أهمية هما الأحافير الدقيقة والأحافير الأثرية (Trace fossils). ويفوق استغلال الأحافير الدقيقة على الأحافير الكبيرة لكونها تستخلص من عينات تحت سطحية (Subsurface samples) ولأنها توجد بوفرة في حجم عينة صخرية صغيرة ويمكن استخدامها بيسر في الدراسات الحسابية أو التعدادية (Statistical studies). وأحد مجاميع الأحافير والأعظم منفعة في التشخيص البيئي هي المسالك (Burrows) والجُرَّات (Trails)، وجميعها تسمى بالأحافير الأثرية. وقد نوقشت بالتفصيل في الفصل الخامس تحت عنوان البِنْيات الحيوية. وتقع أهمية الاستفادة من الأحافير الأثرية في التفسير البيئي لسببين هما:

١ - يتشكل هذا الصنف من البِنْيات في أماكن وجودها *(in situ)* وليس بالإمكان أن تكون قد أُعيد تكوينها وترسيبها كبعض الأحافير الأخرى.

٢ - كما أن أنواعًا معينة من البِنْيات الأثرية تختص ببيئات خاصة. وقد استخدم كثير من البحاثة هذه الحقيقة في تعريف مجموعات من السِّحْنات الحيوية المعروفة بالسِّحْنات ذات الأثر الأحفوري (Ichnofacies) راجع الفصل الخامس، شكل (٨٩). حيث تتكون كل سحنة حيوية من مجموعة أحافير أثرية توجد في سِحْنة رسوبية مخصصة وربما تحدد بيئتها بشكل مستقل عن الأخرى.

كما تدل دراسة الأحافير الأثرية ومجاميع الأحافير الأخرى على العديد من المعاملات البيئية مثل عمق مياه أحواض الترسيب، ودرجة حرارتها ودرجة الملوحة، واضطراب التيار فيها ومناخ منطقة الترسيب (Selley, 1978) .

الدورات الترسيبية والتتابع الترسيبي

أشار (Selley, 1978) إلى أنَّ بعض مُعْطَيات السِّحْنات الرسوبية يقع في كونها تتكون من تتابعات عمودية (Vertical sequences) تحت سحنية (Sub-facies) مرتبة بطريقة يمكن التنبؤ بأنظمتها. وهذه الظاهرة تسمى بالترسيب الدوري (Cyclic sedimentation) ، وقد نوقشت ووصفت في كثير من المراجع إلا أنها روجعت حديثًا من قبل الباحثين: Merriam, (1965); Duff *et al.*, (1967); Schwarzachev, (1975); Selley, (1994) and Boggs, (1995) .

وبما أن الدور الذي تلعبه العمليات الترسيبية معقد وهي تتحكم في ترسيب التتابع الرسوبي فإنه يندر أن يكون النظام الدوري واضحًا ومرئيًا، وذلك إذا وجد في السحنات. وبدلًا من أن نرى أربعة سحنات تحتية (Sub-facies) مرتبة بطريقة أ ب جـ د، أ ب جـ د، أ ب جـ د، الخ (ABCD, ABCD, ABCD) فإنه يكثر وجودها عادة في صيغة أ ب جـ أ ب د جـ د أ ب (ABC ABDCD AB) وهكذا. ويمكن أن نستنتج من التتابع الأخير أن الدورة النموذجية هي أ ب جـ د ولكن هذا يعتمد على استنتاج ذهني.

وفي السنوات الأخيرة استبدلت الطريقة التحليلية للتتابعات الدورية المعتمدة على الملاحظة العينية بنظم وبطرق تعدادية متنوعة. وتشتمل هذه الطرق على الطرق التعدادية البدائية البسيطة والتي يمكن استخدامها وفهمها من قبل الجيولوجي الحقلي (Selley, 1969) . وهناك الطرق المتقدمة والتي تستلزم استخدام الكمبيوتر ولكنها تعاني من التخمينات المفترضة من المعلومات أو القراءات الجيولوجية (Merriam, 1967) .

وصنفت العمليات المكونة للدورة الترسيبية إلى مجموعتين (Beerbower, 1964) كما يلي:

١ ـ الميكانيكيات الدورية المكانية Autocyclic mechanisms

وهي العمليات التي تنشأ في حوض الترسيب وتعمل على تكوين الدورة أو التتابع الترسيبي، وتتمثل هذه العمليات في كل من هجرة القناة ونزوح مجرى القناة وهجرة الحاجز الرملي.

٢ ـ الميكانيكيات الدورية الخارجية Allocyclic mechanisms

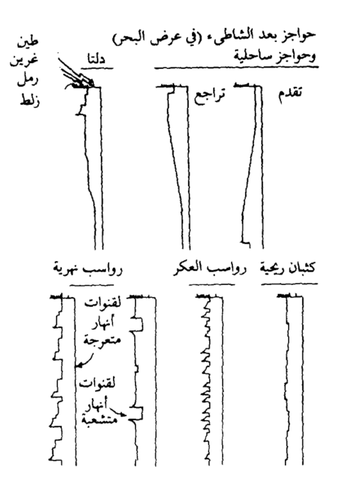
وهي العمليات الناتجة من التغييرات الخارجية عن منطقة الوحدة الرسوبية مثل الرفع أو الدفع إلى أعلى (Uplift) والخَسْف أو الانخفاض (Subsidence). والتغييرات المناخية أو تغيير منسوب مستوى البحر (Eustatic change).

وتشير دراسة الرواسب الحديثة إلى كيفية هجرة البيئات الشبه بيئية (Sub-environments) في الاتجاهات الجانبية فوق بعضها عبر منطقة الترسيب وما تشكله من تتابع منتظم من رواسب شبه سِحَنِيَّة (Sub-facies). ويهمنا أن نميز التتابعات الدورية المكانية النشأة داخل السِّحْنات الرسوبية لكي نحدد ونعرف بيئاتها الترسيبية. وقد وضع (Selley, 1978) نموذجًا للتتابعات المتنوعة للدورات المكانية الأصل (شكل ١٦٠) والتي ربما توجد في سِحْنات مختلفة. ويجب أن نلاحظ أن هذه التتابعات يمكن أن ندركها أو نستكشفها بناءً على وجود الاختلافات العمودية في أحجام الحبيبات (Vertical variation in grain size).

تصنيف البيئات الرسوبية

قام كثير من البحاث منذ عشرات السنين بمحاولات عدة في تصنيف كلٍ من البيئات الرسوبية الحديثة والسِّحْنات الرسوبية القديمة.

كانت تصنيفات هؤلاء البحاث في كثير من الأحيان ازدواجية ومتشابهة إلا أنها وضعت لكي تحقق الغرض الذي يسعى من ورائه كل باحث، وبعضها الآخر كان بمثابة تحليل لما صنفه زميله من قبل وتوسيع نطاق إطار تصنيف البيئات بمفهوم آخر من حيث التتابع السحني والتوزيع الجغرافي البيئي، هذا بالإضافة إلى التصنيف التحت بيئي مع الإشارة إلى عمق الماء وحركته، ومستوى الطاقة في حالة تصنيف البيئات البحرية.



شكل (١٦٠). مقاطع أنموذجية لبيئات معينة توضح التتابع العمودي لحجوم الحبيبات، بدون مقياس رسم. (عن: Selley, 1978)

ومن بين هذه التصنيفات المتعددة وجدنا أن تصنيف الباحث (Selley, 1978) هو أنسبها لقلة تعقيداته ويمثل القاعدة الأساسية التي توضح تصنيف البيئات الرسوبية وتعطي القاريء المبتديء، الصورة العامة للترسيب الرئيس للبيئات الرسوبية المتنوعة كما في جدول (٣٠).

ويمكننا شرح وإيجاز ما أورده (Selley, 1978) عن طرق التشخيص البيئي كما يلي:

توجد عدة نظم وطرق مختلفة يمكن استخدامها لتحديد أو معرفة بيئة الترسيب لأي صخر رسوبي وتختلف هذه طبقًا للمعلومات المأخوذة بناءً على دراسة الرواسب

جدول (٣٠). تصنيف البيئات الرسوبية .

- أولًا : البيئات القارية .
  - ١ - بيئات صحراوية .
    - أ - بيئات أسطح الصخور المعراة .
    - ب - بيئات منحدرات الجبال .
    - جـ - بيئات المراوح النهرية .
    - د - بيئات الأنهار المتقطعة .
    - هـ - بيئات ريحية (هوائية) .
    - و - بيئات السبخات .
    - ز - بيئات بحيرات البلايا .
  - ٢ - بيئات نهرية .
    - أ - بيئات قنوات الأنهار المستقيمة .
    - ب - بيئات قنوات الأنهار المتشعبة .
    - جـ - بيئات قنوات الأنهار المتعرجة .
  - ٣ - بيئات بحيرية .
  - ٤ - بيئات ثلجية .
- ثانيًا : البيئات الانتقالية (الشاطئية البحرية)
  - ١ - بيئات الدلتا .
  - ٢ - بيئات الحواجز الرملية .
    - أ - بيئات الرواسب الفتاتية .
    - ب - بيئات الرواسب المختلطة من الكربونات والفتاتية .
    - جـ - بيئات رواسب الكربونات .
- ثالثًا : البيئات البحرية .
  - ١ - بيئات الأرصفة القارية
    - أ - بيئات الرواسب الفتاتية .
    - ب - بيئات رواسب الكربونات .
  - ٢ - بيئات شعابية .
  - ٣ - بيئات العكر .
  - ٤ - بيئات لُجِّيَّة .

المنكشفة أو الرواسب التحت سطحية . وبشكل عام يجب أن يعتمد تشخيص أي بيئة رسوبية على تقييم جميع المعلومات والحقائق والإثباتات المتوافرة لدى الباحث . كما تكون

المعلومـات المرغوب فيها ليست دائمًا متوافرة. وهذه الحالة تكون متوافرة عند دراسة الرواسب التحت سطحية معتمدين على المعلومات المستنبطة من تسجيلات الآبار (Well logs) . وفي مثل هذه الحالات يمكن للشخص أن يعمل أحسن ما في وسعه باستخدام ما هو مؤكد من الحقائق. وفي حالات أخرى يحدث من دراسة المنكشفات الصخرية، أنه ربما توجد عدة حقائق للاستخدام في تشخيص بيئة رسوبية ولكن واحدة أو اثنتين فقط من هذه الحقائق قد تكون حساسة وجديرة بأن تعطي تشخيص البيئة المتحـاور عليهـا. فمثلاً: ربما يعتمد تمييز بيئة الرواسب الشعابية بشكل مؤكد على المعلومـات الصخرية والحياة القديمة فقط بينما تُعَرَّف بيئة رواسب الدلتا من شكلها الحجمي والتتـابـع العمودي في أحجام حبيباتها وبنياتها الرسوبية. لذا نستنتج شيئًا واحدًا هو أن طرق التحليل البيئي يمكن أن تتم بمعرفة خمسة معاملات لأي سحنة ما. لمزيد من التفاصيل راجع: Mial, (1978, 1984); Collinson, (1986); Selley, (1985, 1994) and Boggs, (1995).

وصف البيئات الرسوبية

قبل أن ندخل في وصف أصناف البيئات الرسوبية والمتمثلة في نماذجها الرسوبية التخمينية يجب إيضـاح مفهـوم النمـوذج الرسوبي (Sedimentary model) . ويرتبط مفهوم النموذج الرسوبي بعاملين رئيسين هما:

١ ـ عامل الملاحظة

ويتكون عامل الملاحظة من شِقَّيْن، يشير الشِّقّ الأول إلى أن هناك الآن على سطح الأرض عددًا لا نهاية له من البيئات الرسوبية. ولكن أظهرت نتائج دراساتنا التفصيلية بأنه ليس بالإمكان وجود بيئتين متماثلتين ومتشابهتين في جميع الخصائص، حيث تُظْهِر البيئات فيما بينها انتقالات مفاجئة وانتقالات تدريجية جانبية. كما يشير الشِّقّ الثاني من عامل الملاحظة إلى أنه يوجد عدد لا نهاية له من السِّحْنات الرسوبية وأوضحت أيضًا نتائج دراساتنا التفصيلية بأنه ليس بالإمكان وجود سِحْنتين متماثلتين ومتشـابهتـين في جميع المميزات والخصائص. كما تُظْهِر السِّحْنات فيما بينها انتقالات مفاجئة وانتقالات تدريجية جانبية وعمودية (أي في الاتّجاه الرأسي).

٢ ـ عامل التفسير

ويدل عامل التفسير لمفهوم النموذج الرسوبي على عدم معرفة أصل نشأة معاملات السِّحْنات الرسوبية القديمة ولكن بالإمكان مقارنتها بمثيلاتها من الرواسب الحديثة والمعروف بيئاتها الترسيبية ومن ثم يصبح بإمكاننا اكتشاف البيئات الترسيبية لهذه السِّحْنات الرسوبية القديمة. ومما سبق إيضاحه يمكن أن نقول إن هناك دائمًا وأبدًا عددًا لا حصر له من البيئات الرسوبية، والتي ترسب سِحْنات رسوبية مميزة، وهذه ربما أمكن تصنيفها إلى أنظمة مثالية أو نماذج (Models) متنوعة (Selley 1994, 1982, 1978)، تعكس لنا أنواع البيئات الرسوبية. ونخصص بقية هذا الفصل لوصف البيئات الرسوبية الأساسية معتمدين على تصنيفنا لهذه البيئات الرسوبية كما أوردناه سابقًا في الجدول (٣٠) في مدخل هذا الفصل.

أولاً: البيئات القارية Continental Environments

١ ـ البيئات الصحراوية Desert environments

تشتمل البيئات الصحراوية على كل من:

(أ) أسطح الصخور المعراة Bare rock surface.

(ب) مناطق منحدرات الجبال (Pediment zones).

(جـ) المراوح (Fans).

(د) الأنهار المتقطعة (Intermittent streams).

(هـ) الكثبان (Dunes).

(و) السبخات (Sabkhas).

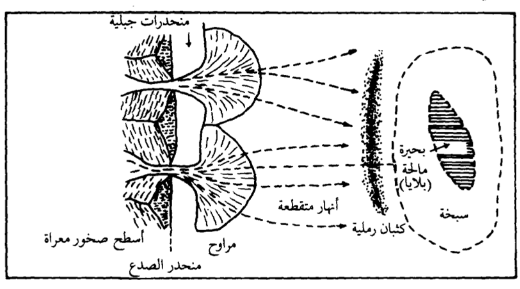
(ز) ـ مهابط أو منخفضات المناطق الصحراوية (خفس Playas)، بحيرات البلايا.

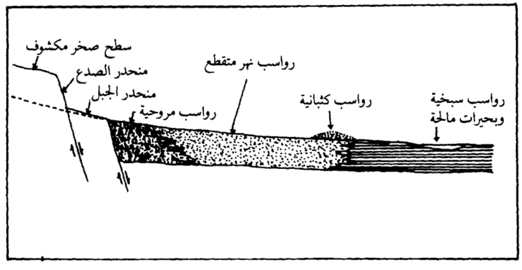
ويمكننا تعريف هذه البيئات الصحراوية كما أوجزها كل من (Friedman and Sanders, 1978) بالآتي:

(أ) بيئات أسطح الصخور المعراة Bare rock surface

تنكشف وتتعرى أسطح الصخور الصحراوية نتيجة عمليات التجوية التي تعمل على تفتيتها وتزيح الرياح السائدة الجسيمات المفككة والجافة ومن ثم ينخفض

سطح مرتفعات الصحراء ويطلق على هذه العملية مصطلح التخوية أو التفريغ (Deflation) ، (شكل ١٦١). حيث يدفع الريح الجسيمات الصخرية إلى أعلى ويقذف بها أسطح الصخور المحيطة مسببًا ما يعرف بعملية التآكل والحت (Abrasion) وينتج عن هذه العملية زيادة في تفتيت وتفكك جسيمات إضافية والتي يحملها الريح ويلقي بها في أماكن أخرى.





شكل (١٦١). رسم تخطيطي لخريطة وقطاع جانبي لبيئات رسوبية في حوض صحراوي متاخم لمنحدر جبلي. (عن : Friedman and Sanders, 1978)

وتؤدي عملية حمل الرياح للجسيمات الصخرية وارتطامها أو صفع (Blasting) أوجه الصخور المكشوفة إلى تنعيم أسطحها المعراة. ونتيجة لاستمرارية تنعيم الرياح لصخور الصحراء المكشوفة تشكل ما يسمى بالصحراء الصخرية (Rocky desert) والمعروفة بصحراء حمادة (Hamada). وقد تظهر أسطح هذه الصحراء نظيفة وخالية من الرمال فيما عدا وجود متخلفات من الزلط مبعثرة فوق أسطح الصخور المعراة. وفي كثير من صحارى العالم القديمة والحديثة تشكل الصدوع المتاخمة لهذه المنطقة أحواض يترسب فيها نواتج تفتيت الصخور الصحراوية. ولم يرد حتى الآن معلومات عن وجود مثل صحراء حمادة أو أسطح الصخور المعراة في السجل الجيولوجي (Geologic record).

(ب) بيئات منحدرات الجبال Pediments

وهي عبارة عن أسطح منحدرة مجاورة للأراضي الصحراوية المرتفعة (الجبلية) والتي تقطع عبر طبقاتها الصخرية مجاري الأنهار المتقطعة الفصلية (شكل ١٦١). ويتدرج انحدار أسطح هذه المناطق في اتجاه يبتعد عن الجبال حتى يصل إلى الأحواض الموجودة في أسفل المناطق المنخفضة. وربما تغطى أسطح هذه المناطق بطبقة رقيقة من راسب مفكك مجلوب من الصخور المعراة والموجودة في أعالي الجبال المتاخمة. وقد تظهر منحدرات الجبال (Pediments) في السجل الصخري أو الجيولوجي كأسطح عدم توافق. ويتم الاحتفاظ بهذه المنحدرات في السجل الجيولوجي إذا عملت معادن الكبريتات (Sulphates) مثل الجبس والأنهيدريت على سمنتة الرواسب المفككة والتي تغطي هذه المنحدرات الجبلية.

(جـ) بيئات المراوح النهرية Piedmont fanglomerates

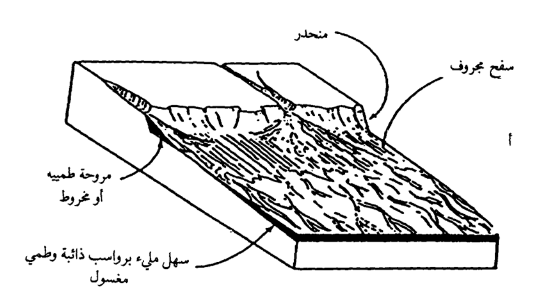
وهي عبارة عن رواسب ذات أسطح مخروطية الشكل وتنتشر بشكل شعاعي في اتجاه أسفل المنحدرات الجبلية (شكل ١٦١) وتكون أحيانًا متاخمة لأسطح الصدوع الموجودة عند أسفل منحدرات الجبال.

وتشكل مناطق المراوح مخارج الأنهار المنحدرة من المرتفعات الجبلية والمتجهة إلى المناطق السهلية. وقد تشكل الرواسب المروحية حزامًا حول المناطق الجبلية والأراضي المنخفضة المتاخمة. وتساق الرواسب إلى هذه المراوح عن طريق أنهار منفردة منحدرة من أعالي الجبال. وربما ينعدم الشكل المخروطي نتيجة تضخم المراوح وتداخل أجسامها

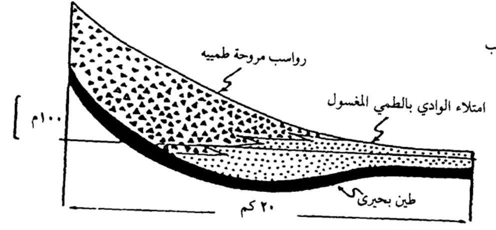
المنفردة والمتجاورة حتى تصبح جسمًا رسوبيًا واحدًا يغطي مناطق أسفل الجبل، والذي يطلق عليه المصطلح الفرنسي (Piedmont) ويعني سفح الجبل. ويصل انحدار منحدرات الترسيب في منطقة سفح الجبل (Piedmont zone) إلى حوالي ٢٥° تميل في اتجاه المناطق السهلية حيث يتناقص هذا الانحدار بشكل شعاعي عند أسفل المروحة. ويرتبط هذا التغيير في الانحدار (الميل) مع تغييرات في عمليات النقل والترسيب ومن ثم تظهر هذه في توزيع نوعية الراسب فوق هذه المناطق. فمثلاً تترسب طبقات من رواسب أحجار الجلاميد (Boulders) والرواهص على المخاريط المروحية النهرية وعند رؤوس الوديان النهرية ويحدث ذلك عن طريق الانزلاق بالجاذبية من جوانب الجبال المجاورة. وتتدرج هذه الرواسب في اتجاه أسفل المروحة إلى رواهص وأحجار رملية حصوية طينية مصمتة وأحجار غرينية. ويطلق على هذا النوع من الرواسب مصطلح (Diamictites) والذي تسبب في تشكيله تدفقات الوحل المصاحبة. وقد سبق الحديث بالتفصيل عن هذه الرواسب في الفصل الرابع. ثم تتدرج هذه الرواسب في اتجاه أسفل المروحة إلى رواسب أحجار رمل حصوية ذات تطبق مسطح (مستوٍ) وهي رديئة التصنيف (Poorly sorted) ومصمتة أو عديمة البنيات الرسوبية الأولية وفي بعض الأحيان تظهر في داخلها رقائق من الغرين والتآكل غير المنتظم. وترسبت هذه الطبقات نتيجة فيضانات الأنهار المفاجئة والمتقطعة. وتمتد هذه الرواسب في اتجاه أسفل المنحدر إلى رواسب أنظمة قنوات الأنهار المتفرعة (Abraided stream systems)، (انظر الأشكال: ١٦٢، ١٦٣).

وتختص رواسب مناطق سفوح الجبال بأنها ذات حبيبات في غاية الخشونة ورديئة التصنيف وذات تطبق شبه أفقي أو مصمت وعديمة الأحافير ويطلق على رواسب هذه المناطق مصطلح «الرواهص المروحية» (Fanglomerates) ويشير هذا المصطلح إلى كل من **معرفة صخورها (Lithology) وأشكالها الحجمية (Geometry)**. وتوجد رواسب أسْفُح الجبال الحديثة في مناطق حول الجبال ومنتشرة في العالم من المناطق القطبية الشمالية حتى مناطق خط الاستواء. وقد تظهر رواسب هذه المناطق في السجل الجيولوجي بمثابة أغطية طبقية تقع فوق أسطح عدم التوافق القاعدية (Basal unconformity) والمترسب عليها تتابعات قارية سميكة (Willams 1969, Selley 1972, 1976, 1990) .

أ



ب

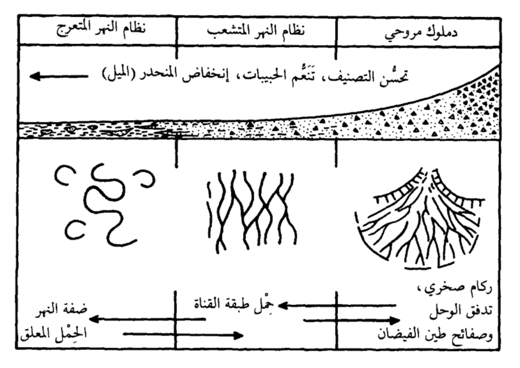


شكل (١٦٢) : (أ) رسم تخطيطي يوضح مظهر منطقة سفح الجبل. يترسب الزلط والرمل الخشن بالقرب من المراوح النهرية نتيجة الإنزلاقات الأرضية وتدفقات الوحل والفيضانات المفاجئة. بينما يترسب الرمل والغرين في قنوات الأنهار المتفرعة نتيجة الفيضانات المتقطعة عبر السهول. (عن: Selley, 1976)

(ب) مقطع جانبي لرواسب الطمي المروحي المعقد في منطقة سلسلة جبال نيفادا في أمريكا. (عن: Magleb and Klein, 1965)

(د) بيئات الأنهار المتقطعة Intermittent streams

سميت هذه الأنهار بالمتقطعة لأنها تكون مليئة بالمياه على فترات زمنية متقطعة وقصيرة أثناء العام الواحد وفي معظم بقية أيام السنة تكون عبارة عن أنهار جافة وهي



شكل (١٦٣). يوضح العلاقة الانتقالية بين أنظمة المراوح السفحية الجبلية والأنهار المتشعبة والأنهار المتعرجة والسحنات. (عن: Selley, 1976, 1994)

التي نسميها نحن العرب بالوديان أو مجاري السيول. وتمتلىء الوديان في الصحاري عقب هطول الأمطار الفصلية الغزيرة والفيضانات التي تحدث في المنطقة. وبسبب تدفق المياه في هذه المجاري مثل ما تسببه الأنهار العادية من عمليات حت ونقل وترسيب لكميات كبيرة من الرواسب. وتتفرع هذه الوديان من مناطق المراوح الجبلية وتنحدر في اتجاه المناطق السهلية (Plains) وربما تمتد رواسب الطبقات الجافة للأنهار المتقطعة عبر مئات الكيلومترات وباتساع عدة كيلومترات. وربما تحدث فيضانات مفاجئة وسريعة وخطيرة في هذه الوديان وبدون أن يشعر الفرد بهطول الأمطار حوله وذلك لأن هطول الأمطار حدث في المناطق الجبلية البعيدة عنه والتي ينحدر منها الوادي.

وبعد انتهاء تدفق المياه في الوديان يترسب منها رواسب رديئة التصنيف (ذات جسيمات من جميع الأحجام) تأخذ شكل الطبقات بأسماك مختلفة تصل إلى عدة أمتار. وقد يكون تطبق هذه الرواسب ممتازًا أو رديئًا. وعندما تجف هذه الرواسب تزيح الرياح

السائدة كميات كبيرة من الطين والغرين والرمل الصغير الحجم، ويترك خلفه متخلفات من الحصى الصغير (Pebbles) والحصى الكبير (Cobbles) والجلاميد (Boulders). وقد يتسبب التدفق القادم في تآكل وحت هذه الرواسب الخشنة أو قد تدفن تحت رواسب الفيضان القادم والذي ربما لا يأتي إلا بعد عدة سنوات أو عشرات السنين.

وربما تتدفق الأنهار المتقطعة عبر منحدرات منخفضة الميل وربما تنتهي في مناطق السبخات أو في مناطق البحيرات الصحراوية المتقطعة المعروفة تحت اسم بلايا (Playas)، وعامة تجف هذه الأنهار نتيجة لعملية البَخْر السريعة التي تحدث في هذه المناطق الصحراوية. وثانية نتيجة لتسرب المياه إلى الطبقات التحتية وفي النهاية قد تصل إلى مستوى منسوب المياه القاعية. وقد تأخذ مجاري هذه الأنهار المتقطعة شكل الأنهار المتفرعة (Braided streams) أو الأنهار الملتوية (Meandering streams). ويكون التدفق فيها على صورة تدفق حطامي (Debris flow) بعكس ما يحدث في الأنهار العادية والتي يتدفق فيها الماء بطريقة التدفق النيوتوني (Newtonian flow) (راجع: (Friedman and Sanders, 1978.

ومن أمثلة رواسب الأنهار المتقطعة وذات السجل الصخري أو الجيولوجي هي ما يسمى الآن بسحنات حجر الرمل النوبي (Nubian sandstone facies). وهذه عبارة عن تتابعات لرواسب رملية نهرية (Fluvial) يتراوح أعمارها من الكمبري (Cambrian) إلى عصر الألوسين أو الحديث (Holocene). وتوجد هذه الرواسب على كلا جانبي البحر الأحمر في أماكن تحد الدرع العربي النوبي (Arabian-nubian shield).

ويصعب التفريق بين رواسب المراوح النهرية ورواسب الأنهار المتقطعة في السجل الصخري، وكون أنه معروف أن تتغير رواسب المراوح وتنحدر بالتدريج إلى رواسب الأنهار المتقطعة لا يكفي للتمييز بينهما لأن كلًا من رواسب الاثنين يتشكلان من مُدْمَلَكات وأحجار رمل خشنة الحبيبات وكلاهما غالبًا مايكون رديء التصنيف. ولكن تظهر نواتج التدفقات الحطامية بشكل أعم في رواسب المراوح النهرية عنها في رواسب الأنهار المتقطعة، ويرجع ذلك لكون أرضية المراوح أشد انحدارًا كما أن قرب المراوح من منطقة المصدر يجعل لها أفضلية، مُحَبذة ترسيب أغلبية راسب التدفق الحطامي في منطقة المراوح عنها في مناطق الأنهار المتقطعة. ويندر توافر كل من رواسب

الأطيان الصفائحية وأحجار الغرين وأحجار الرمل الدقيق الحبيبات في الأنهار المتقطعة وربما يتراوح تصنيف الحطام الخشن من جيد التصنيف في مترسبات النهر إلى رديء التصنيف في الرواسب ذات نشأة تدفقية حطامية في الأصل. ويشير وجود معادن الكبريتات كالجبس عند أسطح المنكشفات أو كالأنهيدريت في الرواسب التحت سطحية، أو أي من معادن البَخْر الأخرى والتي تعمل كمادة لاحمة بين الحبيبات، إلى أصل نشأة تحت ظروف مناخية قاحلة. كما أن تتداخل أو تتشابك رواسب المراوح أو رواسب الأنهار المتقطعة مع متبخرات السبخة أو البحيرات المتقطعة (Palyas) يثبت بالمثل أن بيئة الترسيب السائدة كانت قاحلة وصحراوية.

(هـ) بيئات ريحية أو رواسب الكثبان (هوائية) Eolian deposits

لقد تحدثنا بالتفصيل في الفصلين الثالث والرابع عن عمليات الرياح من حيث الحت والنقل والترسيب. وعَرفنا أن الرياح من أعظم عوامل الانتقال اختيارًا لنوعية أحمالها من الرواسب المجواة لأنه يندر على سرعة الرياح مهما بلغت من قوة حمل جسيمات راسب ذات حجم يزيد عن ٠,٣٥ مليمتر. وتحسن الرياح عملية فرز وتصنيف أحجام الرواسب أحسن بكثير مما تقوم به المياه لإنجاز المهمة نفسها. وينتج عامة عن عملية فرز أحجام الرواسب بالرياح ثلاثة أنواع من الرواسب:

١ ـ رواسب اللوس (Loess) المتكونة من جسيمات طينية وغرينية.

٢ ـ رواسب الكثبان (Dunes) والمتكونة من جسيمات رملية.

٣ ـ مخلفات التخوية أو المناطق المفرغة (Deflation lags) المتكونة من جسيمات تزيد في أحجامها عن ٠,٥ ملليمترات مثل الحصى الكبير والمُدْمَلَكَات والرمل الخشن، هذا بالإضافة إلى جسيمات الرمل الدقيق الحبيبات وجسيمات الغرين والتي لم تحمل وتستبعد من المنطقة إما نتيجة لتدرعها بالجسيمات الكبيرة أو بسبب عدم توافر اضطرابات سطحية كافية بأن تنقلها معلقة في الهواء أو نتيجة تشكيلهم لسطح متماسك (Coherent surface) ومتماسك لدرجة أنه يصعب على الرياح إزاحتها. وتنقل رواسب التربة الطُّفَالية (Loess) معلقة في الهواء، وتنقل رواسب الكثبان مسحوبة أو مجرورة (Traction) على سطح الأرض أما رواسب التخوية عندما تزاح فإنها تتحرك على هيئة البساط المجرور (Traction carpet).

ونتيجة للفترات الطويلة الجافة التي تسود الصحاري يعاد ترسيب رواسب الأنهار المتقطعة بواسطة الرياح. فتزيح الرياح من رواسب هذه الأنهار الرديئة التصنيف بسحب الجسيمات التي تتراوح أحجامها من ١, ٠ إلى ٣, ٠ ملليمتر. وتترسب وتتراكم هذه الجسيمات المنقولة في أماكن أخرى في اتجاه أسفل الريح مكونة ما يسمى بالكثبان الرملية وتكون جيدة التصنيف (Well sorted) ووحيدة النمط (Unimodal) بشكل أساسي. وتترك الرياح خلفها الرواسب الخشنة ذات الحبيبات الكبيرة الحجم حيث يطلق عليها رواسب التخوية (Deflation lags) ويصاحبها أيضًا بقاء الرواسب الناعمة التي لم تحمل بعد معلقة في الهواء. وعند تكرار اضطراب رواسب التخوية بالهواء السائد تنقل الرواسب الناعمة معلقة، وتستبعد من المنطقة، ومن ثم يترسب معظمها مرة ثانية في الصحراء. ولو فحصنا التوزيع الحجمي التواتري (Size-frequency distribution) لرواسب التخوية (Deflation-lag sediments) لوجدناه ثنائي النمط (Strongly bimodal) بشكل واضح (Friedman and Sanders, 1978) . ولقد أشار هذان الباحثان إلى أن دراسة الصحاري الحديثة في العالم أظهرت تركيز نمط أحجام الحبيبات المتراوح من ٥, ٠ إلى ٢ ملليمتر في رواسب التخوية (Deflation lags) . ويشكل هذا النمط الخشن (Coarse mode) تصنيفًا جيدًا مع نفسه ويكون مختلطًا مع حبيبات ناعمة جدًا من الرمل والغرين. وربما يكون هذا الجزء من الراسب الدقيق متعدد النمط (Polymodal) مع نفسه لأنه من المعروف أن كل هبة ريح (Each gust of wind) تحمل بشكل مستقل حِمْلها من المجموعات الجُسَيْمِية (Population of particles) وهذه بدروها تستقر فيما بعد.

وتُظْهِر الكثبان الرملية الحديثة أشكالاً متنوعة، يصعب علينا تمييزها في السجل الصخري الجيولوجي. وقد شرحنا بالتفصيل في الفصل الرابع أشكال الكثبان الرملية وللتذكير نذكر هنا الأنواع الأكثر شيوعًا وهي كالتالي:

- الكثبان النجمية
- الكثبان الهلالية
- الكثبان المستقيمة
- الكثبان المتطاولة

● الكثبان القبابية الشكل
● الكثبان اللسانية
(راجع مناقشة هذه الكثبان في الفصل الرابع).

وتحمل أحجار رمل الكثبان بنيات رسوبية مثل التطبق المتقاطع وعلامات النيم وربما علامات انطباع المطر أو أثر أقدام بعض الحيوانات (Animal tracks) مثل: الزواحف (Reptilia) والثدييات (Mammalia) والبرمائيات (Amphibia) وغيرها من الحيوانات السائدة في الصحراء. وتظهر التطبقات المتقاطعة للكثبان الرملية كبيرة المقاس، وبميل شديد الانحدار يزيد عامة عن ٢٥° وتكون أطقم (Sets) التطبق المتقاطع والمفردة سميكه، وقد تتراوح في سمكها من ٣ ـ ١٤ مترًا ويمكن عامة متابعة أثرها إلى مئات الأمتار.

ولمزيد من التفاصيل عن البيئات الريحية اقرأ:

Glennie, (1970, 1987); McKee, (1979); Collinson, (1986); Nickling, (1986) and Selley, (1990, 1994).

(و) بيئات السبخات Sabkhas

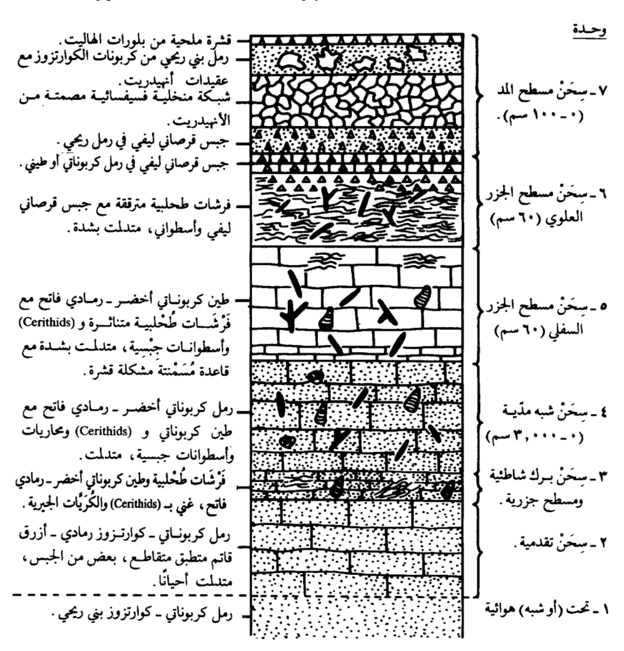
يوجد نوعان من السبخات هي:

١ ـ السبخات القارية الداخلية (Interior continental sabkhas).

٢ ـ السبخات المتاخمة لشاطيء البحر (Sea marginal Sabkhas)، (شكل ١٦٤).

سوف نتحدث هنا عن النوع الأول وسنتحدث عن النوع الثاني فيما بعد في هذا الفصل.

تعتبر السبخات بمثابة أسطح ترسيب وتفريغ متوازنة (شكل ١٦١)، (Equilbrium deflation-sedimentation surfaces) أو أنها عبارة عن نوافذ ترسيب وتفريغ (Deflation-sedimentation windows) تصل إلى مستوى منسوب الماء المحَلِّي، ويمثل نهاية حدود الخاصية الشعرية (Capillary fringe) فوق مستوى منسوب جسم الماء، مستوى القاعدة لتخوية أو تفريغ الريح (Wind deflation)، حيث ينتقل الراسب من فوق هذا المستوى (Capillary frings) بواسطة الريح ومن ثم يتشكل



شكل (١٦٤). مقطع أنموذجي رأسي لرواسب السبخة على امتداد الشاطيء الجنوبي من الخليج العربي. (عن: Blatt, 1982)

سطح مستوٍ (Flat surface) طبقًا لمستوى منسوب الماء الجوفي. ولنتحدث هنا عن نموذج السبخات الحديثة بالتفصيل حتى نتمكن من تفسير بيئات السبخات القديمة عندما نجدها. فمن أمثلة السبخات القارية تلك السبخات الموجودة في وادي عربة بين البحر

الميت والبحر الأحمر. وتشكلت هذه السبخات هنا من الأنهار المتقطعة والتي تتدفق خلال هذا الوادي في اتجاه الجنوب متجهة إلى البحر الأحمر ولكن لا يصل معظمها إليه وتكون هذه الأنهار المتقطعة قصيرة ولا تشكل حوضًا مصرفيًا مستمرًا. وتتسبب المراوح النهرية المصاحبة في منع وصول الرواسب إلى البحر الأحمر ولذلك ينساب أو يتسرب الماء في التربة حتى يشكل مستوى منسوب الماء الباطني (Water table) قريبًا من سطح الأرض. ومن ثم تتشكل السبخات بين الكثبان الرملية المجاورة وقد تمتد أطراف الكثبان الرملية فوق أجزاء من السبخات. ويتكون راسب السبخة من طين وغرين ورمل. وتكون هذه منقولة بواسطة الأنهار المتقطعة والمنحدرة من منحدرات الأماكن العالية المحيطة بها وأيضًا بواسطة الرياح السائدة في المنطقة.

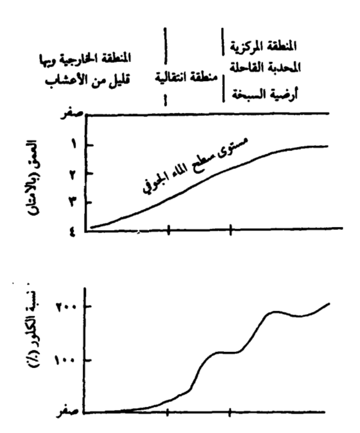
وتستخدم عوامل مثل عمق الماء الجوفي، والتكوين المعدني للماء الجوفي والتوزيع النباتي في تمييز ثلاث مناطق للسبخة:

١ ـ المنطقة الخارجية وبها بعض النباتات المتناثرة (مثل: الأثل Tamarisks ، والنخيل Palms).

٢ ـ المنطقة الانتقالية.

٣ ـ المنطقة المركزية وهي العميقة أو الخالية من النباتات (شكل ١٦٥).

وإذا تتبعنا مستوى الماء الجوفي من المنطقة الخارجية إلى المنطقة المركزية نجد أن منسوبه يرتفع في اتجاه أرضية السبخة وتزداد درجة تركيز عنصر الكلور في نفس الاتجاه. لذلك نجد أن ترسيب الجبس يحدث في المنطقة الخارجية وفي جزء من المنطقة الانتقالية بينما يترسب الأنهيدريت في جزء من المنطقة الانتقالية وفي المنطقة المركزية. وعامة تحيط أو تحد السبخات البحيرات الصحراوية المعروفة باسم بلايا (Playas) وقد أشارت دراسة عينات تحت سطحية لرواسب سبخية من العصر البرمي في شمال أوروبا بأنها تتكون من أحجار رمل وطين صفحي وطبقاتها متداخلة مع بعضها (Interbedded) وهي تشبه رمل وغرين وطين سبخة يوتفاتا الواقعة في وادي عربة شمال خليج العقبة. كما تتشكل أغلبية معادن البخر الموجودة في هذه العينات التحت سطحية من أنهيدريت بدلاً من الجبس. وتتداخل سِحْنات هذه السبخة مع رواسب سِحْنات الكثبان الرملية وسِحْنات الأنهار المتقطعة وسِحْنات البحيرات الصحراوية (Playa lakes) .



شكل (١٦٥). منحنيات خطية توضح التغيرات المتعمقة التي تحدث في مستوى منسوب الماء الأرضي ودرجة الكلور عبر سبخة يوتفاتا في وادي عربة الواقع بين البحر الأحمر والبحر الميت. (عن: Friedman and Sanders, 1978)

(ز) بيئات بحيرات البلايا Playas

وهي عبارة عن طبقة جافة لبحيرات تعرف باسم بلايا (Playas) ، وتتوافر في الأقاليم الصحراوية. وهي قليلة العمق ومتسعة المساحة وتتغطى أحيانًا هذه الطبقة الجافة بكمية قليلة من المياه (شكل ١٦١، ١٦٦). وربما تعادل ما يعرف لدينا محليًا تحت اسم الأرض المنخفضة أو المهبط أو الغدير الذي يمتليء عقب هطول الأمطار. وتفتقر منخفضات البلايا إلى التصريف الخارجي وتشكل البلايا أخفض سطح طبوغرافي في المنطقة. وتنقل المواد المترسبة والمياه من البلايا عن طريق التدفق التحت سطحي والتبخير والتخوية والتفريغ (Deflation). وجميع هذه الطرق الناقلة مهمة إلا أن التدفق التحت سطحي (Subsurface flow) يزيح مواد ترسيبية أقل مما تزيحه خاصية



شكل (١٦٦). كثبان السيف الرملية (في المقدمة) وامتدادها جانبيًا إلى سبخات (في الوسط) وبحيرات ملحية (في المؤخرة). (عن: Friedman and Sanders, 1978)

التبخير أو التخوية لأن الراسب المتكون منه معظم أرضيات البلايا يكون نسبيًا غير نافذ (Impermeable).

وتترسب الرواسب في البلايا عن طريق مياه الفياضانات المتقطعة والمتقيدة بهطول الأمطار في المناطق الصحراوية. فقد تكون الفيضانات سنوية في بعض المناطق. وفي هذه الحالة تتغطى البلايا ببحيرة مؤقتة سرعان ما تتبخر مياهها. وفي مناطق أخرى تحدث الفيضانات التي ترد إلى البلايا نتيجة عواصف محلية ممطرة متقطعة تأخذ محلها في المناطق المرتفعة المحيطة وقد تحدث في أي وقت من أوقات السنة. وفي كلتا الحالتين ينقل الفيضان الرواسب الناعمة الحبيبات بشكل رئيسي إلى البلايا (Playa) ويترك خلفه المواد الكبيرة عن حجم حَبَّات الرمل موزعة فوق مناطق كل من المراوح ومنحدرات الجبال (Pediments) وفي أرضيات قنوات الأنهار المتقطعة. ويتبخر ماء بحيرة البلايا في الفترة مابين فيضان وآخر ويترك أو يرسب المواد الصلبة والمعادن الذائبة في الماء. لذا تتكون رواسب البلايا من طبقات (Layers) متداخلة قليلة السمك من الرمل والغرين والطين ومعادن البخر (Evaporites). ولكون البلايا جافة في معظم الأوقات، لذا يجد الأكسجين طريقه إلى رواسب السطح مما ينجم عنه أكسدة وطرد مياه هذه الرواسب وصبغها باللون الأحمر والبني، وبما أن الرواسب غالبًا ما تكون غير نافذة فإنها تحتفظ بلون رمادي تحت

السطح حيث تسود ظروف الاختزال (Reducing conditions) .

وتكـون رواسب البـلايا عامـة دورية (Cyclic) بسبب تبـادل فترات الجفـاف والفيضان وربما تتشكل من طبيقات زوجية (Couplets) أو طبيقات ثلاثية (Triplets). وتتكون الطبيقات الزوجية من طبيقة رملية خشنة الحبيبات أو غرينية تتدرج إلى أعلى وتدخل في طبيقة أقل سمكًا من الطين الناعم الحبيبات. وتتكون الطبيقات الثلاثية إذا كانت طبيقـة مغطاة أو محتوية على رقيقة غشائية من معادن البخر، مثل الكلسيت، الجبس، الـدلـوميت، الأنهيدريت، الهيليت أو الأراجـونيت. وتتشكـل مثـل هذه الطبيقات الزوجية أو الثلاثية عندما تستقر المواد الخشنة من المياه الفائضة وتنتشر بشكل جانبي بواسـطة التيارات والأمـواج المسـاقة بالرياح. وربما تبقى جسيمات الرواسب الأرضية الناعمة معلقة في الماء بنفس الرياح المتسببة في حركة التيارات والأمواج حتى يتبخر الماء. وقد يتسبب الفيضان القادم في إعادة ترسيب بعض من الرواسب السطحية وبصور محلية، ويذيب بعض المعادن القابلة للذوبان لتصبح محلولة مرة أخرى ويرسب طبيقة مزدوجة أخرى جديدة. وهكذا تتكرر نفس العملية مرات عديدة عقب كل فترة فيضـان وفترة جفاف متلاحقة. وتمتاز رواسب البحيرات المؤقتة أو البلايا بأنها تظهر مترقِقة (Laminated). وتشكل معادن الجبس والهيليت (الملح) الأغلبية العظمى من بين معـادن البلايا وتوجد معادن الكلسيت والأراجونيت والدلوميت بشكل محلي. وتأخذ بعض الطبيقات لونًا داكنًا مسودًا نتيجة لتوفر كبريت الحديد (Iron sulphide) الموجود مع عدسات متقطعة من الكبريت. وتلعب عمليـات البكتريا دورًا مهما في اختـزال (Reduction) الجبـس، وهذا واضـح من الوجـود المشترك بين كبريتيـد الهيدروجـين (H_2S) وكبريتيد الحديـد، والكبريـت الطبيـعي أو الصِّـرف (Native sulphur) ، (Friedman and Sanders, 1978) .

٢ ـ البيئات النهرية Fluvial environments

تعتبر الأنهار عوامل النقل الرئيسة التي تنقل الرواسب من اليابسة إلى الأقاليم الساحلية البحرية والبحيرية، وتترسب فيها الرواسب بتتابعات سميكة أو تنتقل إلى مسافة أبعد، إلى الأرصفة القارية والأحواض البحرية العميقة حيث تتشكل الرواسب المائية العميقة. لذلك يمكننا القول بأن الأنهار هي عوامل نقل رئيسة تنقل الرواسب

من القارات المتعرضة للتجوية إلى الأجسام المائية بنوعيها البحرية والبحيرية .

كما أنـه لا يحمـل كل الـراسب من اليابسـة ، والجـاهز للنقل نتيجة عمليات التجوية ، إلى البحار والبحيرات لأن جزءًا منه يترسب على اليابسة تحت تأثير العمليات النهـرية (Fluvial processes) . ومـع تكـوينـات رسوبية يمكن أن تتشكل تتابعات لرواسب نهرية تصل سماكتها إلى عدة آلاف من الأمتار. وهذا ينطبق على الأنهار التي تُكَوِّن سهولاً طميية أو غرينية (Alluvial plains) وسهول فيضية (Flood plains) كبيرة الاتساع وأينما تحدث عمليات ترسيب نهرية (Fluvial sedimentation) واسعة النطاق . وفي بعض الحالات ، تترسب أو تتشكل رواسب مروحية طميية أو غرينية (Alluvial fans) سميكة على امتداد جانبي الواد عند مقدمات الجبال . وبعبارة أخرى تكون الأنهار ليس فقط عوامل نحات ونقل ولكن أيضًا عوامل ترسيب .

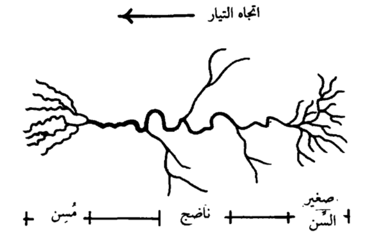
وتتشكل الدلت والرواسب الدلتاوية من تفاعل العمليات النهرية والعمليات الساحلية . ولهذا تلعب العمليات النهرية دورًا مهمًا في تشكيل بيئة الدلتا .

وقبل مناقشة البيئات الترسيبية النهرية يجب أن نتحدث بإيجاز عن الخواص العامة للأنهار والعمليات النهرية كما أوردها كل من : (Leopold *et al.*, 1964, Allen 1965) .

يحتوي كل نهـر على حـوض صَرف (Drainage basin) أو منطقـة المستجمع أو حوض الصَّرف (Catchment area) والتي تمد النهـر بالماء والراسـب . وفي هذا الحـوض المصـرفي تتلاقى أفـرع الجـداول الصغيرة بمجـرى قنـاة النهـر الرئيس ويفصل بيـن قنـوات الصَّـرْف المتجـاورة فواصـل (Divides) أو خطـوط انفصـال الميـاه (Water parting = Watersheds) .

وعمـومـا يمكن أن يتميز النـظام النهـري من ثلاث مراحـل هي : الصغيـر (الحديث) ، والناضج ، والمُسِن (Young, mature and old) ، (شكل ١٦٧) . ونوجز شرح هذه المراحل الثلاث كالتالي :

١ ـ تحدث أو تتشكل المرحلة الحديثة للنهر في الأقاليم الجبلية وهي عبارة عن بداية النظام النهري والتي تنمو من التقاء أفرع متنوعة من الجداول . وبشكل رئيس تكون الأنهار في هذه المرحلة عبارة عن عوامل حت . وتتشكل هذه المرحلة قنوات الأنهار المتشعبة (Braided channels) .



شكل (١٦٧). **تمثيل خطي لمراحل تطور نمو النهر.** (عن: Leopold *et al.*, 1964)

٢ ـ تمتاز مرحلة النضـوج للنظام النهري بتشكيل سهـل الفيضان ونمـو أو تزايد الـرواسب الجـانبية (Lateral accretion deposits) ، والتي تعـرف بحـافة أو حـرف المجـرى (Point bar) المتراكم. وتشكل هذه المرحلة القنوات النهريـة المتعرجة (Meandering channels) .

٣ ـ تتشكل المرحلة المُسِنَّة للنظام النهري في الأقاليم الساحلية. وهنا تلتقي عدة سهول فيضية من أنظمة أنهار مختلفة ويكون التقسيم بينهم ممحي وغير واضح. وعادة يشكل النهر في مرحلته المُسِنَّة شبكة من قنوات التوزيع، وهذا بخلاف النهر في مرحلة طفولته والذي يكوِّن شبكة من قنوات التجميع. وتصبح القنوات أصغر فأصغر من خلال التقسيم المتكرر وتقسيم الصَّرف، وفي النهاية تلتقي قنوات التوزيع بالبحر. ومن الناحية البيئية الترسيبية أو الجيولوجية فإن مراحل النضوج وبالأخص المُسِنَّة منها تعتبر أكثر أهمية من مرحلة الطفولة لأن الترسيب النهري الرئيسي يحدث في مرحلتي النضوج والكبر.

شكل القناة

يقصد بشـكل القنـاة هنا، هـو مظهـر النهـر من خـلال الرؤيـة المستويـة (Plane view). وربما تأخذ الأنهار أشكالاً متنوعة أثناء عملية تدفق المياه فيها. وتعكس

أشكال قنوات الأنهار مدى أو اعتدال هذه القنوات مع صخور القناة والقطاع العرضي. ويبدو أن أشكال القنوات تكون محكمة بكمية حمل الراسب وخواصه وبكمية وطبيعة الصَّرف أيضًا. وقد ميز معظم الباحثين أن هناك ثلاثة أشكال قنوية نهرية وهي :

- القنوات المستقيمة.
- القنوات المتشعبة أو المتفرعة.
- القنوات المتعرجة (شكل ١٦٨).

وميّز (Leopold *et al.*, 1964) القنـاة المتعرجة من المستقيمة والمتشعبة بناءً على درجة الانعطاف (Sinuosity)، والتي تعرف من النسبة الموجودة بين طول القناة إلى مسافة أسفل الوادي. فالأنهار التي تكون درجة انعطافها ١,٥ أو أكبر فهي متعرجة، والأنهار التي تكون درجة انعطافها أقل من ١,٥ فهي مستقيمة أو متشعبة.

ويمكننا الآن شرح مميزات وخصائص القنوات النهرية الثلاث حسب ما أوجزه (Reineck and Singh, 1975).

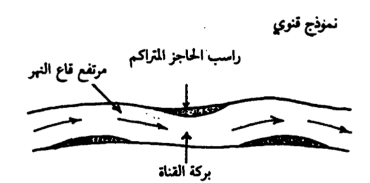
(أ) القنوات المستقيمة Straight channels

تمتلك القنوات النهرية المستقيمة انعطاف أو التواء لا يذكر ويتلاشى مع امتداد المسافة التي تزيد عدة مرات عن عرض القناة. وعامة يندر ظهور القنوات المستقيمة ولكن إذا وجدت فإنها تشغل مسافات قصيرة. وقد نوه (Leopold and Wolman,1957) أن القنوات المستقيمة لا تزيد أطوالها على عشرة أضعاف عرض القناة. ويكون خط انحدار القناة المستقيمة منعطفًا ويُظْهِر أجزاء عميقة تسمى البرك (Pools) متبادلة مع أجـزاء قليلة العمق (Riffles)، أو الأرضيات المرتفعة (شكل ١٦٨). ويكون نظام التدفق والترسيب في القنوات المستقيمة مشابه لتلك التي تحدث في القنوات المتعرجة (Meandering channels). وبـإمكان القنوات المستقيمة نقل أو تغيير مواضعها عن طريق التزايد أو النمو الجانبي. وتحدث عملية الحت على امتداد مناطق البرك ويحدث الترسيب ضد حواجز الراسب (شكل ١٦٨).

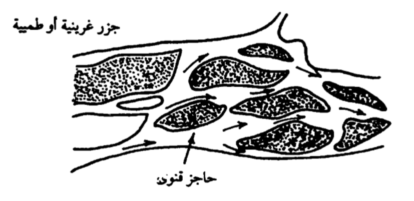
(ب) القنوات المتشعبة Braided channels

تُميِّز القنـوات المتشعبـة بتتابعات تقسيمية ومواصلة اتصال التدفق حول جزر غرينية أو طميية (شكل ١٦٨). فالقناة الرئيسة مقسمة إلى عدة قنوات، وهذه تتحد

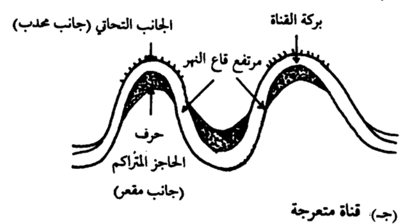
نموذج قنوي



(أ) قناة مستقيمة



(ب) قناة متشعبة

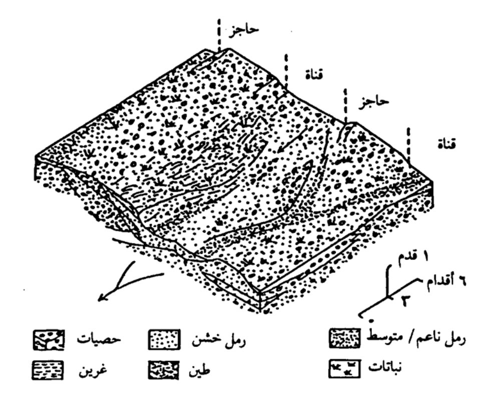


(جـ) قناة متعرجة

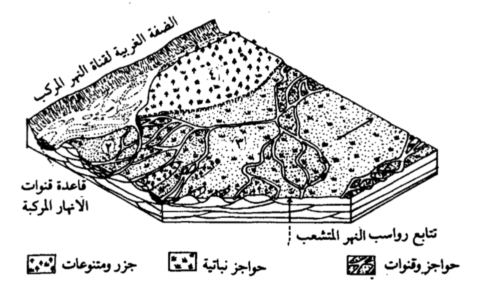
شكل (١٦٨). نماذج قنوية للأنهار. (عن: Leopold *et al.*, 1964)

ويعاد أو يتكرر تقسيمها. والحواجز القنواتية (Channel bars) التي تُقَسِّم النهر إلى عدة قنوات، عندما يكون التدفق منخفضًا، غالبًا ما تتغطى بالمياه عندما يكون التدفق عاليًا. وعند أخذ قطاع عرضي للقناة الرئيسة ربما تظهر أكثر من جزيرة غرينية أو حاجز قنوي عبر مسافة القطاع. وتتشكل القنوات المتشعبة بشكل جيد من الأنهار المنحدرة والمتصلة ببعضها في المناطق الجبلية ومن الجداول والأنهار المنحدرة من المراوح الغرينية الطميية (شكل ١٦٢، ١٦٣) وأيضًا من الأنهار النابعة من ذوبان الجليد والجارية في المناطق السهلية. وتتكون عامة الحواجز القنوية لهذه الأنهار المتشعبة (Braided streams) من مواد زلطية. وتتشكل هذه الحواجز من إضافة الراسب المتكرر عند نهاية أسفل القناة وعلى الأجزاء الجانبية (شكل ١٦٩، ١٧٠). وتتكون الحواجز القنوية من رواسب النهر الخشنة الحبيبات (Lag deposits) والتي لا يمكن نقلها بالتدفق. وبمجرد تشكيل هذه الحواجز ربما تثبت في أماكنها بواسطة ترسيب راسب ناعم الحبيبات (من الوحل) فوقها أثناء فترات التدفقات العالية وقد تصبح مغطاة بالنباتات المصاحبة للنمو. وتختص الأنهار المتشعبة بقنوات عريضة وبسرعة واستمرارية تغيير أماكن القنوات الصغيرة وملازمة إعادة ترسيب الرواسب في هذه القنوات (راجع: Fahnestock, 1963).

أوضح (Leopold and Wolman, 1975) أن كلًا من التَّشَعُّب والتعرج للقنوات النهرية يعتمد بشكل أساسي على العلاقة الموجودة بين درجة انحدار القناة مع كمية الصَّرف. ففي حالة نهرين لهما الصرَّف نفسه، يتطور نمو القنوات المتشعبة على المنحدرات الشديدة وتشكل القنوات المتعرجة انحدارًا أكثر اعتدالًا أو بسيطًا. وتتسبب المنحدرات الشديدة في نقل كميات كبيرة من الراسب وفي حت الضفة وغالبًا يصاحبه رواسب متنوعة التكوين (Heterogeneous sediments). وتعتبر هذه العوامل من عطاءات وخصائص التَّشَعُّب النهري. ومن مستلزمات استمرارية التَّشَعُّب، ارتفاع في نقل كميات كبيرة من الرواسب وانخفاض في حت الضفاف. فإذا كانت نسبة الصَّرف (Discharge) عالية وضفاف النهر ضعيفة فإن التَّشَعُّب يكون موجودًا حتى في حالة الأنهار ذات الرواسب الناعمة الحبيبات.



شكل (١٦٩). رسم تخطيطي يوضح العلاقة المتداخلة لبعض الوحدات الصخرية النهرية.
(عن: Williams and Rust, 1969)



شكل (١٧٠). نموذج مركب لراسب نهر متشعب. (عن: Williams and Rust, 1969)

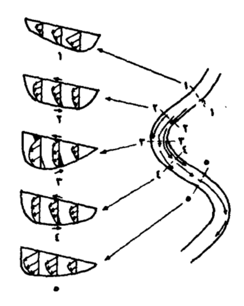
(جـ) بيئات القنوات المتعرجة Meandering channels

أطلق العالمان (Leopold and Wolman, 1957) مصطلح التعرج (Meandering) على الأنهار التي تصل فيها درجة الالتواء (Sinuosity) أو الانعطاف إلى أكثر من ١,٥ . ويبدو أن هناك علاقة أساسية معينة بين عرض أو اتساع القناة وطول التعرج، وبين عرض القناة وقطر الانحناء. وتختص القنوات المتعرجة باحتوائها على كل من برك (Pools) جيدة التشكل (تمثل هذه المناطق العميقة في النهر) ورواسب الحاجز (Sediment bars) متصلة بالأرضيات المرتفعة أو البارزة (Riffles) ، وتمثل هذه المناطق القليلة العمق في النهر، راجع في ذلك (شكل ١٦٨) . وتعرف رواسب الحاجز للقنوات المتعـرجة تحت اسم حواجز الحافة (Point bars). وتشكل هذه الحواجز المترسبة أبنية الترسيب الرئيسة الناتجة من نشاط القناة. ولقد ناقش كل من : ,Leopold *et al.*, (1964) Leopold and Wolman (1960), Bagnold (1960) ، التدفق الميكانيكي أو الحركي في القنوات المتعرجة، إلا أنه لم يفهم بعد الميكانيكية المتحكمة الحقيقية للتعرج، ولكن اعتبر معظم العاملين في هذا الحقل أن العمليات الترسيبية في الأنهار المتعرجة تحدث تحت تأثير الحركة الدورانية الحلزونية (Helical circulation) الملازمة لتدفق المياه في هذه الأنهار.

ويمكن إيجاز وصف ميكانيكية أو حركة التدفق في الأنهار المتعرجة كما يلي:

توجد أعلى سرعة تدفق بالقرب من الحافة أو الضفة المحدبة الشديدة الانحدار في اتجاه أسفل النهر من محور الانعطاف. ويوجد عند هذا المنحنى جزء سريع في اتجاه أسفل النهر وجزء ضعيف الجوانب في اتجاه الضفة الخارجية (الجانب المقعر) عند سطح الماء وفي اتجـاه الجـانب المحدب (Convex side) بالقرب من قاع النهر. ويشكل الجزء الجانبي السريع ١٠٪ إلى ٢٠٪ من السرعة المتدفقة في اتجاه أسفل النهر. فتمسك المواد المنهارة أو الهابطة في القناة من الضفة المحدبة في الجزء المتعارض (Transverse component) ويحمل في اتجاه وسط القناة. وبذلك تترسب المواد التحاتية (Material eroded) من الجانب المقعر (Concave side) على الحاجز الجانبي (Point bar) للانعطاف التالي في اتجاه أسفل النهر (Next downstream meander) ، وليس على الحاجز الجانبي المعاكس للجانب المقعر. ومع ذلك ربما تنقل التيارات العرضية القوية بعض الراسب عبر القناة في اتجاه الجانب

المقعـر. وينتج حدوث نظام التدفق الحلزوني من ارتفاع ضئيل في سطح الماء المتاخم للضفة المحدبة (شكل ١٧١).



شكل (١٧١). رسم تخطيطي يوضح منهاج تدفق الماء في نهر متعرج. (عن: Leopold *et al.*, 1964)

وتمتاز القنوات المتعرجة ببطء في معدلات النزوح الجانبي (Lateral shifting) إذا ما قورنت بالقنوات المتشعبة. ولكن حتى القنوات المتعرجة في بعض الأوقات ربما تهاجر بمعدلات متزايدة وسريعة. ويشكل التَّشَعُّب والتعرج القنوي علاقة متداخلة حيث إنه عادة تكون الأنهار في أطرافها السفلية متعرجة. ولكن إذا شُحِنَت هذه الأنهار بكميات كبيرة من الراسب وكان الصَّرف فيها سريعًا فإنه بغض النظر عن المواد الطبقية الناعمة الحبيبات فإنها تأخذ منهاج نظام التَّشَعُّب.

عمليات ترسيب الأنهار

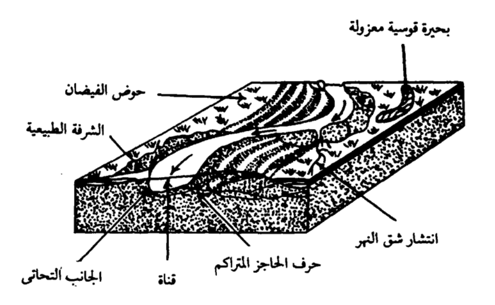
تعتمد سرعة التيار في القناة النهرية على عدة عوامل، وأعظم هذه العوامل أهمية هي: منحدر الطاقة (عامة تقدر بميل سطح الماء) وعمق الماء وخشونة طبقة أو أرضية القناة. وتختلف سرعة التيار من جزء واحد لقطاع عرضي آخر. وتحدث في معظم الأنهار تدفقات مختلفة ومتنوعة. وقد نوقشت هذه التدفقات ونقل الراسب في القنوات النهرية

من قبل الباحثين مثل : Sundborg (1956), Chow (1959), Leliavsky (1955) ، وراجع أيضًا في ذلك الفصل الرابع .

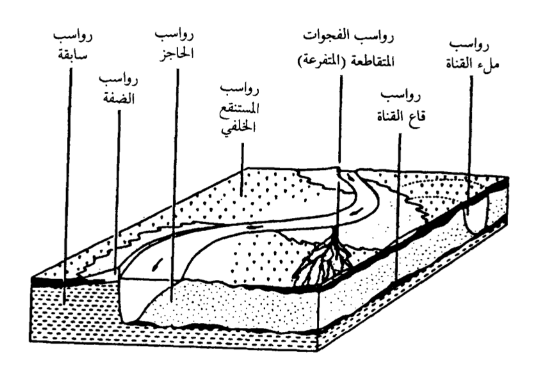
وتتكــون طبقــة النهــر مــن مادة غيــر متهاسـكة (غيــر متلاحمــة مــع بعضهــا = Noncohesive) مما يسهل تجزئتها إلى أشكال طبقية (Bedforms) متنوعة معتمدة في ذلك على طاقة التدفق. ومع ذلك فإنه عامة يكون التدفق الهادىء والضعيف (Tranquil flow) نشيط لدرجة أن تتكون بنيات نِيمِيَّة تيارية صغيرة وكبيرة (Small and megacurrent ripples) . كما أنه في الأنهار الكبيرة مثل نهر المسيسبي وما يماثله في الحجم تتكـون علامـات النيم العملاقة (Giant ripples) . وقد أوضح (Dawdy, 1961) أن التـدفق السريع (أو ما يعرف بنظام التدفق العالي Upper flow regime) يكون عام **الوجود في الأنهار. ومن المحتمل أن تكون ظروف حدوث التدفق السريع مهيئة بشكل** كبير في الأنهار عنها في أي بيئة أخرى (Reineck and Singh, 1975) .

وتنقل الأنهار كميات كبيرة من الرواسب ويمكن تجمع هذه الرواسب المنقولة وتشكيل مايعرف بحمل الطبقة (Bed-load) ، فتنقل المواد على امتداد وبالقرب من طبقة النهر (أرضية القاع) بطريقة القفز والتدحرج. أما المواد العالقة تتحرك معلقة في وسط ماء القناة (راجع التفاصيل في الفصل الرابع). وتزداد كميات المواد المنقولة أثناء فترات الفيضانات أضعاف المرات عن المواد المنقولة أثناء فترات الظروف العادية. راجع طرق قياس كميات الرواسب المنقولة في الأنهار: في أبحاث كل من: Sundborg (1956), Leopold *et al.*, (1964), Allen (1965) . وترجع أهمية راسب الحمل المعلق في ترسيب وتشكيل أحواض الفيضان (Flood basins) والشرفات الطبيعية (Natural levees) ، بينما يترسب راسب حمل الطبقة في قاع القناة والذي يطلق عليه مصطلح رواسـب القناة المتخلفة (Channel lag deposits) ، ويشـكل أيضًا الجـزء السفـلي من راسـب حواجـز الحافة المعروفـة باسم (Point bars) ، (شكلا ١٧٢ ، ١٧٣)، (Reineck and Singh, 1975) .

وقد أظهرت دراسة الرواسب الطمية الغرينية الحديثة (Modern alluvial deposits) أنـه بالإمكان تصنيفها إلى العديد من الرواسب الشِّبه سِحْنية (Subfacies). ويمكن تعـريف كل شبـه سِحْنـة عن طريق قياس أبعـادهـا الحجمية (Geometry) ونوعية



شكل (١٧١). تمثيل تخطيطي لأنواع مختلفة من الرواسب النهرية. (عن: Singh, 1972)



شكل (١٧٣). نماذج سحنات سهل الفيضان لنهر متعرج. (عن: Allen, 1964b)

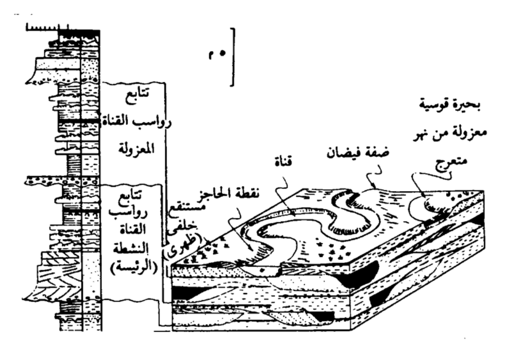
الرواسب المتكونة منها، والأحافير المحتوية عليها، ونوعية وتوجيه اتجاه بنياتها الرسوبية. وباستطاعتنا في وقتنا الحاضر أن نرى أن كلًا من هذه الرواسب الشبه سِحْنية ربما تتشكل وتتكون في ظروف شبه بيئية جغرافية مختلفة للنظام النهري (Selley, 1976). ويوضح الجدول (٣١) تصنيف هذه الظروف الشبه بيئية النهرية المختلفة.

جدول (٣١). تصنيف الظروف الشِّبه بيئية النهرية.

رواسب القناة	رواسب القناة النشطة.	رواسب أرضية القناة. رواسب حاجز القناة. رواسب ضفة القناة أو حاجز الحافة (Point bar).
	رواسب القناة المعزولة أو المهجورة (أو بحيرة القوس)	
رواسب عبر الضفة	رواسب الشرفة. رواسب الشق ـ الفلق. رواسب حوض الفيضان.	بِرْكَة. رواسب المستنقع والخث السبخي.

(عن: Allen 1965)

كما يوضح (الشكل ١٧٤) التوزيع الجغرافي والعلاقة الموجودة بين هذه الظروف الشِّبه بيئية. تصبح ضفتا النهر (River banks) بشكل وراثي غير ثابتة بسبب القوة التحاتية السائدة للتيار في القناة. ويظهر عدم الثبات من تغيير أو نزوح القناة من مكان لآخر، ومن التحات الجانبي لحوائط القناة. ومن الخواص الوراثية أيضًا، ولكن وتحت ظروف معينة، نجد أن القنوات النهرية تأخذ موضع التعرج بشكل التوائي عبر سهول فيضاناتها. وعند تدفق المياه حول المنعطف النهري تزداد سرعة التيار على أطراف الضفة الخارجية من المنحنى (أو المنعطف) وتنقص على الضفة الداخلية. ويؤدي هذا إلى حت الضفة الخارجية وتشكيل الجدار الشِّبه عمودي (Subvertical cliff). وتقل بالعكس سرعة التيار على الأجزاء الداخلية أو القريبة من المنعطف مما يسمح بتُرسيب حمل الطبقة وتكوين منحدر حافة الحاجز (Bar). وتتشكل كثبان رملية مترسبة تحت مائية على حواجز الحافة للأنهار الرئيسة وهذه تهاجر في اتجاه أسفل التيار حول المنعطف حيث ترسبت



شكل (١٧٤). التوزيع الجغرافي للسحنات النهرية فوق سهل فيضان مقطوع بقنوات نهر متعرج. ويوضح هذا الرسم كيفية تشكيل الهجرة الجانبية للقناة. تنعيم حبيبي رأسي على الجانب الداخلي المحدب لضفة النهر. (عن: Visher, 1965a)

طبقات رملية ذات تطبق متقاطع. وتبقى طبقة النهر في وسط القناة ثابتة في قطاعها العرضي. ويترسب على هذه الطبقة زلط متخلف (يعرف باسم Lag gravel) ويتكون من كِسر خارجية النشأة وحوضية النشأة (Intraformational and extraformational clasts). وقد يكون هذا الراسب مشترك معه في التكوين بعض القطع الأحفورية المبرية من العظام والأسنان والأصداف والقِطَعْ الخشبية (Wood fragments).

ومع مرور الزمن واستمرار العمليات النهرية تتعرج القناة فوق الجانبين لترسب تتابعًا طبقيًا مميزًا بحبيبات متدرجة حجميًا وببنيات رسوبية متنوعة، حيث يوجد عند قاعدة التتابع سطح متآكل وتحاتي ذو نشأة محلية يقطع عبر رواسب نهرية قديمة أو طبقة صخرية (انظر القطاع العمودي في شكل ١٧٤). ويعلو هذا السطح رواسب القناة المتخلفة في القاع والمتكونة من الزلط والرواهص والمُدَمْلكات وغيرها. وربما تأخذ هذه الطبقة سمكًا ضئيلاً جدًا لا يزيد على سمك كِسْرة من الكِسَر المتخلفة أو تكون طبقة سميكة تقاس بعشرات الأمتار، وقد تكون هذه الطبقة ذات تطبق متقاطع أو عديمة

البنية وشديدة الخشونة. ويأتي فوق هذه الوحدة رواسب حاجز الحافة الرملي ذي التطبق المتقاطع. وفي معظم الحالات تُظْهِر رواسب حاجز الحافة (Point bar) تتابعات طبقية تتناقص أحجام حبيباتها في الاتجاه الرأسي، تعرف بالمصطلح (Fining-upward sequences) وتعكس هذه الظاهرة مدى التناقص المتطور جانبيًا في سرعة التيار من أرضية القناة عبر حاجز الحافة وحتى الضفة الداخلية للمنعطف. وسوف لا يتشكل التنعيم الرأسي لأحجام الحبيبات إذا كان مصدر الفتاتات لا يحتوي على كميات كافية من أحجام حبيبات مختلفة.

ومن المعروف لدينا أنه يندر ثبات معدل سرعة الصَّرف في القناة النهرية. ويؤدي الانخفاض في الصَّرف إلى تقلص النهر داخل إطار قناته الرئيسة ومن ثم، يجد طريقه من بين الحواجز الرملية المتراكمة في الجزء المتشعب من النهر والتي تترسب أثناء الفيضان الشامل. وبالعكس تتسبب الزيادة في الصَّرف في رفع مستوى النهر حتى يفلق أو يشق ضفتيه. وعندما تتدفق المياه عبر شرفة النهر ربما تتناقص سرعة التيار، ومن ثم تترسب طبيقـات (Layers) من الرواسب والتي تنخفض في أحجام حبيباتها كلما ابتعدنا عن الشرفة. وربما تبنى رواسب الشرفة (Levees) أعلى فأعلى، وعلى أي من جانبي ضفتي القناة. وتفصل رواسب الشرفة القناة عن أحواض الفيضان الواقعة في منخفض السهل الطمبي الغريني على جانبي النهر (شكلا ١٧٢، ١٧٣).

عامة تتكون رواسب حوض الفيضان من رمل ناعم الحبيبات وطين وغرين. وتظهر هذه الرواسب ترقق متداخل (Interlaminated) وترقق متقاطع وتمتاز بوفرة شقوق الجفاف. وتكون غالبًا رواسب حوض الفيضان مسلكية (Burrowed) وبشكل متتابع مثقبـة بجذور النباتات وتقع تحت ظروف مناسبة من التشبع المائي والتي ربما تصبح مستنقعات لتكوين طبقات نباتية ناقصة التفحم المعروفة باسم الخث (Peat) وتكون أحيانًا مصاحبة لتشكيل المستنقعات السَّبْخِية والتي يطلق عليها مصطلح (Marshes).

وكما ذكرنا سابقًا أنه من المحتمل أن يحدث فُلْقًا (Crevasse) في إحدى أو في كلتا ضفتي قناة النهر وذلك نتيجة لارتفاع مستوى منسوب ماء النهر تحت ظروف غير عادية. فتندفع من خلال هذه الكسور مياه النهر حاملة معها رواسب رملية وحلية. وتترسب هذه الرواسب في اتجاه أحواض الفيضان على هيئة فصوص (Lobes) تشبه في نشأتها

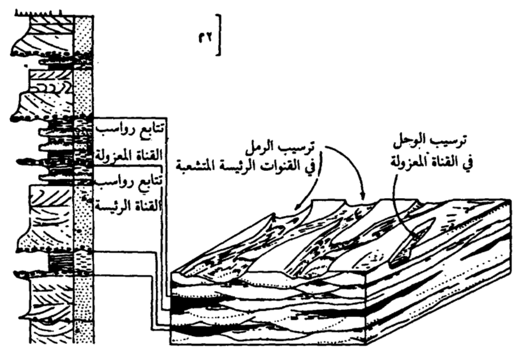
التكوينية نشأة أجسام رواسب الدلتا إلا أنها تصغر عنها في الحجم. ويطلق مصطلح رواسب عبر الضفـة (Overbank deposits) على رواسب كل من الشرفة (Levee) ، وحوض الفيض (Flood basin) ، والمستنقعات (Swamps) والمنحدرات الكسورية (Crevasse splays) وذلك لتمييزها عن مجموعة رواسب القناة (Channel deposits) ، راجع جدول (٣١).

وإذا أعدنا النظر في الجدول (٣١) نجد أنه يقسم القنوات إلى نوعين هما القنوات النشطة (أو الرئيسة) والقنوات المهجورة أو المتروكة. وربما تتوقف فجأة عمليات ترسيب القناة التي سبق شرحها وذلك بسبب تغيير أو نزوح مجرى القناة. ويمكن أن يحدث هذا بطرق متعددة. فباستطاعة قناة النهر المنعطف أن تصل في النهاية إلى التعرج الخلفي حول نفسها مشكلة حلقة قنوية قصيرة. ويحدث نوع آخر من النزوح القنوي عندما يرتفع مستوى النهر أعلى من سهل الفيضان نتيجة لبناء الشرفة للحد الذي تصبح فيه أرضية النهر تعلو عن سطح سهل الفيضان. وربما يصبح تشكيل أو تكوين إنكسار (أو شق) في الشرفه شديد الاتساع وعميق لدرجة أنه حتى عندما يتلاشى الفيضان إلى التصريف الطبيعي لا يزال يصب النهر خلال انكسار المجري الجديد ويتوقف التدفق في مجرى النهر المرتفع القديم. وغالبًا يحدث مثل هذا النوع من النزوح القنوي بمقياس ضخم مما ينتج عنه كارثة فيضانية تؤدي إلى فقدان الحياة وحوادث تضرر حول هذه المناطق. وتختص أنظمة الأنهار المتعرجة بهذين النوعين من النزوح القنوي.

وبـالعكس في حالـة شبكـات الأنهار المتشعبـة المنخفضة الإنعطاف، يحدث تشكيل القناة المعزولة (Abandoned channel) نتيجة اتساع وتضخم في أجسام الحواجز القنوية (Channel bars) حتى يصل تضخمها إلى حد قفل إحدى المجاري مما ينتج عنه تغيير مجرى الماء في اتجاه آخر. وبشكل آخر تتسبب عملية الحت التي تحدث في مقدمة القنـاة المنشقـة في الـرواسب النـاعمة إلى إتصال تدفق الماء في مجرى القناة الرئيسة الموجودة سابقًا.

تتسبب هذه العمليات في كل من أنـظمـة الأنهار المتعرجة والمتشعبة في تغيير مفـاجيء من ترسيب قنوي نشيط إلى ترسيب قنوي معزول أو مهجور. وفي بعض الحالات ربما لا تزال النهاية المنخفضة للقناة المتروكة مفتوحة إلى الخارج كماء عائد إلى

القناة الرئيسة. ولكن بعد فترة من الزمن، ربما تقفل هذه الفتحة لتكون بحيرة قوسية معزولة تعرف باسم (Ox-bow lake) (انظر شكلا ١٦٣، ١٧٢)، وتقع في وسط سهل الفيضان ومبتعدة عن القناة النشطة. وتشبه رواسب القناة المتروكة رواسب أحواض الفيضان. وتتكون هذه الرواسب من رمل ناعم وغرين وطين وتحتوي على بنيات رسوبية مثل الترقق والترقق المتقاطع وشقوق الجفاف ومسالك بعض الديدان. هذا بالإضافة إلى أنها تكون أحيانا متداخلة مع بعض رقائق الخث (Peats layers) ومحتوية على شقوق وثقوب بعض جذور النباتات. وتميز رواسب القناة المتروكة من رواسب حوض الفيضان من شكل القناة الحجمي ومن أنها في الحقيقة تنتقل فجأة عند القاع إلى رواسب أرضية القناة المتكونة من زلط متخلف (Lag gravel) بدلاً من مرورها تدريجيًا، عند القاع، إلى رمل حاجز الحافة (Point bar sands) ذي التطبق المتقاطع كما هو الحال بالنسبة لرواسب حوض الفيضان، (راجع القطاع العمودي في شكلي ١٧٤، ١٧٥).



شكل (١٧٥). التوزيع الجغرافي وسحنات نظام قنوات النهر المتشعب. تَغَيُّب سهل الفيضان ونُدْرة ترسيب الغرين في القنوات المعزولة وحُدوث معظم الترسيب بشكل كلي في شبكة القنوات المتفرعة والسريعة النزوح. (عن: Selley, 1976)

إن ما سبق شرحه عن عمليات الترسيب للأنهار الحديثة ورواسبها ومميزاتها المذكورة آنفًا، أُستنبط من قراءة واسعة النطاق لأبحاث عديدة في هذا المضمار والتي أصبحت مراجع هذا الموضوع ومن أهمها:

Selley, (1994, 1990, 1985, 1982, 1978); Reineck and Singh, (1975); Allen, (1965); Leopold *et al.*, (1964); Sundborg, (1956); Shantser, (1951); Mial, (1978, 1984); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

خصائص الأنهار المتشعبة Characteristics of braided streams

تتميز الأنهار المتشعبة بخصائص متنوعة أهمها ما يلي:

١ ـ تتشكل أنظمة الأنهار المتشعبة من شبكة قنوات صغيرة تنفذ إلى بعضها داخل قناة رئيسة وتكون هذه القنوات ذات انعطاف بسيط.

٢ ـ توجد الأنهار المتشعبة على مقربة من المراوح الطميية الغرينية (Alluvial fans) ، المعروفة بالمراوح السفحية (Piedmont fans) المتشكلة عند أطراف الجبال، شكل (١٦٥)، في مناطق ذات مناخ قاحل وشبه قاحل وعلى امتداد العديد من مقدمات الجبال المطوقة بالمثالج (Periglacial mountains) وعند أطراف قلنسوات (أقبية) الثلج (Ice caps) وعند مقدمات الجليد (Snouts of glaciers) .

٣ ـ تختص هذه الأنهار بانحدارات شديدة نسبيًا وتحتوي على رواسب أخشن من رواسب أنظمة الأنهار المتعرجة.

٤ ـ يكون التصريف فيها فصليًا ومتقطعًا (Ephemeral) وخاصة في المناطق الثلجية والأقاليم الجبلية حيث تكون أكثر تبعثرًا في الأماكن الصحراوية.

٥ ـ تكون القنوات المتشعبة عامة محملة فوق طاقتها من حيث رواسبها الخشنة الحبيبات وأيضًا من حيث التدفق المرتفع والسائد.

٦ ـ يتسبب الاستمرار في تشكيل بناء الحواجز القنوية (Channel bars) في تكوين الممرات المنحدرة (Thalwegs) والاستمرار في النزوح وتغيير مواضع المجاري التيارية حتى تتلاقى مع مجرى قناة أخرى.

٧ ـ تتكون السهول النهرية المتشعبة بشكل أساسي من شبكة قنوات ينعدم فيها وضوح أرضية عبر القناة (Overbank terrain).

٨ ـ يستقر راسب الحمل المعلق الناعم فقط في القنوات المتروكة النادرة الوجود وفي برك القنوات النشطة عندما يهدأ الفيضان.

٩ ـ تتكون رواسب أنظمة الأنهار المتشعبة من زلط قنوي متخلف بكميات كبيرة ومن حواجز رملية قنوية حيث تحتوي على تطبق متقاطع. ويترسب الرمل الناعم والغرين في القنوات المتروكة القليلة، وتحتوي هذه الرواسب على بنيات رسوبية مثل الترقق والترقق المتقاطع وشقوق الجفاف (شكل ١٧٥).

ولكثير من التفاصيل المتعلقة بالأنهار المتشعبة ورواسبها راجع كلاً من:

Selley, (1994, 1990, 1985, 1982, 1978); Mial, (1978, 1984); Collinson, (1986); Reineck and Singh, (1975); Williams, (1971); Doeglas, (1962); Rust, (1972) and Boggs, (1995).

خصائص الأنهار المتعرجة Characteristies of meandering streams

تتميز الأنهار المتعرجة بخصائص متنوعة أهمها ما يلي:

١ ـ تَعقُب قناة النهر المتشعب قناة النهر المتعرج وذلك من حيث التوزيع الجغرافي (شكل ١٦٣).

٢ ـ فكلما ابتعدنا عن المصدر، يقل مقطع منحدر النهر، وينقص حجم حبيبات الرواسب، ويتلاشى عدد القنوات المتشعبة في منطقة سهل الفيضان ويزداد انعطاف القناة الرئيسة.

٣ ـ يمكن أن تتغير السهول النهرية المتشعبة في اتجاه أسفل النهر إلى سهول فيضانية متسعة تُعبر بقنوات أنهار متعرجة (شكلا: ١٦٣، ١٧٤).

٤ ـ تتكون رواسب هذه الأنهار المتعرجة من سحنات كل من القناة الرئيسة النشطة، والقناة المتروكة وعبر الضفة، (شكل ١٧٤).

٥ ـ تزداد نسبة الرواسب الطميية والغرينية وتقل نسبة رواسب الرمل والزلط في الأنهار المتعرجة عنها في الأنهار المتشعبة.

٦ ـ يُحدث التغيير أو النزوح القنوي المفاجيء في الأنهار المتشعبة تشكيل تتابع تحت سحني غير منتظم بينما تُنتجُ الهجرة الجانبية الهادئة في قنوات الأنهار المتعرجة تتابعًا طبقيًا يمتاز بتناقص في حجم الحبيبات في الاتجاه الرأسي (Fining-upward sequence)

ومرتبط بتدرج معين في بنْياته الرسوبية، انظر القطاع العمودي في (شكل ١٧٤)، راجع: Reineck and Singh, (1975); Mial, (1978, 1984); Selley, (1990, 1994, 1985, 1982, 1978); Raymond, (1995) and Boggs, (1985).

مميزات وأصل نشأة الرواسب النهرية الدورية

١ - تَبين من دراسة السحنات النهرية أن رواسب دورات الأنهار تتناقص في أحجام حبيباتها في الاتجاه العمودي ويطلق عليها مصطلح الدورات المتنعمة في الاتجاه الأعلى (Upward-fining cycles). وتتكرر هذه الدورات عبر سمك كبير من الطبقات، انظر أمثلة هذه الدورات في كل من: «Allen (1964b), Friend (1965), Allen and Friend (1968)».

٢ - تختلف الدورات النهرية في معدل سمكها الذي يتراوح من متر إلى حوالي عشرين مترًا.

٣ - يعود أصل نشأة هذه الدورات النهرية إلى عدة عوامل محتملة، نذكر منها ما يلي:

(أ) التغييرات المتوازنة (Eustatic) في مستوى سطح البحر والتي حدثت أثناء العصر الجليدي (Ice age)، (Turnbull *et al.*, 1950).

(ب) الانخفاض غير المنتظم (Erratic subsidence) في أحواض الترسيب المحاطة بصدوع نشطة قد يتسبب في تكرار تدرج رواسب سهول الفيضانات ومن ثم تتشكل الدورات النهرية الكبيرة المقياس والمعروفة باسم (Cyclothems).

(جـ) التغييرات المناخية الدورية، وخاصة المتعلقة بنسبة هطول الأمطار والثلوج، ربما تؤثر في مناهج تصريف الأنهار وفي كمية مياه الفيضانات. لأنه بإمكان هذه التغييرات المناخية أن تحدث تذبذبًا في إمداد كمية راسب الأنهار وهذه بدورها ربما تكون مسؤولة عن تكرار تشكيل التتابع الطبقي النهري المتميز بدوراته القنوية ذات التنعيم الحبيبي الرأسي.

(د) ربما يتشكل تكرار الدورات النهرية نتيجة الهجرة الجانبية (مِنْ وَإلَى) في قناة النهر عبر منطقة سهل فيضانه بالإضافة إلى تعديل تدريجي توازني (Gradual isostatic adjustment) في أرضية حوض الترسيب نتيجة ثقل الراسب (Beerbower, 1964).

خصائص أحجام حبيبات الرواسب النهرية

١ ـ تتكون رواسب القناة النهرية عامة من رمل وزلط وتصنيف هذه الرواسب معتدل (Moderate) إلى جيد التصنيف (Good sorting) وينخفض فيها محتوى الطين.

٢ ـ تتكون رواسب الضفة من رمل ناعم وغرين وذات تصنيف معتدل.

٣ ـ تتكون رواسب حوض الفيضان من غرين وطين وهي رديئة التصنيف (Poorly sorted) وتحتوي على نسبة عالية من الطين.

وقد عملت عدة محاولات لتمييز رواسب الأنهار (Fluvial deposits) وأنواعها التحت سحنية واستخدمت في ذلك المعاملات الحجمية الحبيبية (Grain size parameters) لهذه الرواسب.

ففي كثير من الحالات أثبت نجاح تطبيق منهاج الرسم الخطي للمعاملات (C/M) في تعريف البيئات النهرية (Fluvial environments) وأيضًا التحت بيئة النهرية (Fluvial subenvironments) . راجع أبحاث كل من: (Passega 1964, Royse 1970).

كما أوضح (Visher, 1965b) أنه من دراسة تفاصيل أحجام حبيبات الرواسب النهرية يمكن أن نميز اختلافات تحت بيئية لتتابع نهري. وقد أعطى عامل التحليل لاختصاصات التوزيعات الحجمية الحبيبية (Grain size distributions) أربعة منحنيات تصنيفية جيدة التعريف وكل واحد من هذه المنحنيات يشير إلى عملية ترسيب.

١ ـ تطبق متقاطع حوضي كبير المقاس.

٢ ـ تطبق أفقي.

٣ ـ تطبق متقاطع صغير المقاس.

٤ ـ ترقق نيمي ـ متسلق (Climbing-ripple lamination).

(راجع: Visher, 1969)، ويضيف (Visher, 1969) إنه إذا رُسم التحليل الحجمي الحبيبي للرواسب النهرية على مقياس الاحتمالات (Probability scale) فإن هذه الرواسب تعكس منهاجًا مميزًا وتبين منحنيات هذا التحليل الحجمي تشكيلاً جيدًا في حمل الرواسب المعلقة (Suspension population)، (يصل إلى حوالي ٢٠٪). وتقع نقطة الانكسار (Truncation point) بين مجموعة الرواسب العالقة والرواسب القافزة (Saltation population)، أي بين ٢,٧٥ و ٣,٥ فآي. ولا يوجد تمييز بين الرواسب

الـزاحفـة على أرضية القـاع والـرواسب القافزة، ولكن إذا وجدت رواسب الزحف السطحي فإنها تكون أخشن من واحد فآي . وقد ميزت مثل هذه المناهج (Patterns) في كثير من الرواسب النهرية القديمة (راجع Moshrif, 1980, 1989) .

وهناك عدة رسوم للمعاملات الحجمية الحبيبية والتي قد تكون نافعة أيضًا في تمييز وتعريف الرواسب النهرية، وأهمها :

عندما نرسم كلًا من معامل الوسط بالفآي (Md ∅) مقابل معامل الانحراف (Median versus Folk's skewness) ، ومعامل الوسط بالفآي مقابل معامل الانتشار (Md ∅ versus σI∅) ، انظر أبحاث كل من :

Moshrif (1980, 1989); Royse (1970); Kukal (1971) and Friedman (1961) . وعامـة تكـون الرواسـب النهريـة ذات نمطـين (Bimodal) ، وموجبـة الانحــراف (Positively skewed) وخـاصــة رواسب القناة . وفي التتابع العمودي نجد أن هناك تناقصًا حجميًا حبيبيًا (Fining upward of grain size) في الرواسب النهرية .

٣ ـ البيئات البحيرية Lacustrine environments

تمثل البحيرات الأجسام المائية الراكدة والمملوءة في معظم الحالات بمياه عذبة إلا أن هناك العديد من البحيرات المالحة . كذلك البحار المحصورة والبرك الشاطئية المعزولة تمثل بشكل جزئي أجسام مياه ساكنة (وهذه سوف تناقش فيما بعد في هذا الفصل) .

ويمكن تصنيف ووصف البحيرات بناءً على عدة مفاهيم وآراء متداولة . فيمكن أن نصف بحيرة ما بناءً على شكلها والذي يعبر عنه بالطول والعرض والعمق وهكذا، أو بناءً على شكلها السطحي (in plane view) . وبالإمكان أن تكون البحيرة مستديرة أو بيضاوية، أو نصف قمرية، أو مستطيلة أو مثلثية أو غير منتظمة الشكل . ومن ثم فإن الأبعاد الحجمية للرواسب البحيرية بالإمكان أن تكون متنوعة بشكل واسع النطاق . هذا بالإضافة إلى أنه ربما يستمر تغيير شكل البحيرة مع مرور الزمن . فتحت ظروف محبذة من التكتونيات الرسوبية، ربما تتكون رواسب بحيرية سميكة التتابع، هذا إذا أخذنا في الاعتبار توفر فترة ترسيبية طويلة من الزمن، ومن المحتمل جدًا أن مثل هذه الرواسب البحيرية تبقى محفوظة في السجل الجيولوجي (Reineck and Singh, 1975) .

ومن أهم الأبحاث التي صنفت البحيرات بناءً على نمط أصل نشأتها نذكر منها ما يلي:

Twenhofel (1950), Schwarzbach (1964), Smith (1968) and Reeves (1968) . فمثلاً ميز العالم (Reeves, 1968) أنواعًاعديدة من الأحواض البحيرية مثل: الحوض البنائي، وحوض الحركة الكتلية (Mass movements) ، والحوض البركاني، والحوض الجرمي (Meteoric basin) ، وحوض المحلول والحوض المثلجي والحوض النهري، والحوض الريحي، والحوض العضوي، والحوض الحيواني، وحوض خط الشاطيء.

ويشكل المناخ العامل الأعظم أهمية من حيث التحكم في خصائص الرواسب البحيرية. ويتحكم المناخ في كمية هطول الأمطار والثلوج والتبخير وفي طبيعة التجوية وطبيعة التربة في منطقة التجمع (Catchment area) وأيضًا في نوعية نمو النباتات. كما تعتمد إساقة كمية الرواسب الفتاتية إلى حوض البحيرة على التذبذبات الفصلية في تصريف الأنهار. ونستطيع تصنيف سحن البحيرات إلى مجموعتين رئيستين هما:

(أ) الرواسب الفتاتية البحيرية.

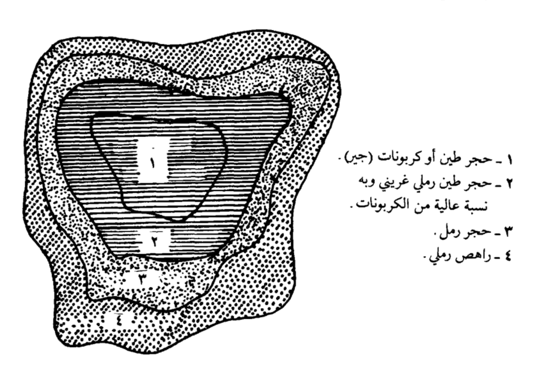
(ب) الرواسب الكيميائية البحيرية.

ومع ذلك تتشكل مناطق انتقالية من بحيرات تمتاز فقط بترسيبات فتاتية إلى بحيرات ذات رواسب ملحية (Salt precipitations) . ومن ثم تتداخل الرواسب الكيميائية مع الرواسب الفتاتية، على سبيل المثال يتداخل الطين مع الرواسب الملحية (مثل معادن الكربونات ومعادن البخر). وتتكون البحيرات ذات الرواسب الملحية في المناطق المناخية القاحلة إلى شبه القاحلة حيث تكون عملية التبخير أعلى من عملية هطول الأمطار. وتوجد البحيرات ذات الرواسب الفتاتية في جميع الأقاليم من المناطق ذات المناخ القاحل إلى المناطق ذات المناخ البارد بالقرب من المثلجيات، (Reineck and Singh, 1975) .

(أ) الرواسب الفتاتية البحيرية

توجد الرواسب الفتاتية البحيرية في البحيرات السبخية (والتي سبق الحديث عنها في هذا الفصل) والبحيرات الثلجية (Reineck and Singh, 1975) والبحيرات القوسية (المعروفة بالقنوات النهرية المتروكة والتي سبق الحديث عنها تحت البيئات

النهرية). والبرك الشاطئية (Lagoons) التي ستناقش فيها بعد تحت البيئات البحرية. وقد أعطى (Twenhofel, 1932) صورة نموذجية لتوزيع الراسب في البحيرات (شكل ١٧٦). ويظهر من هذا الشكل أن رواسب البحيرات تتكون من حزام خارجي من حصيات شاطئية يتبعه حزام رملي ثم حزام داخلي من طين غريني رملي ويحتل المركز راسب وحلي. ويتطابق هذا النمط الحلقي مع التوزيع الحلقي المشابه من الطاقة المائية في منطقة الانكسار (Breaker zone)، متبوعة بمنطقة فوق قاعدة الموج (Above wave base) ومنطقة تحت قاعدة الموج (Below wave base) ولكن يوجد في الطبيعة اختلافات عديدة عن هذه الصورة النموذجية. ولذلك نجد أنه بسبب انطلاق الريح السائد من اتجاه واحد ربما يتشكل منه حزام الحصيات الشاطئية فقط على جانب واحد من البحيرة. وفي حالة وجود منحدر شديد للشاطىء ربما ينعدم تكوين المنطقة الرملية. ولكن أظهرت عدة بحيرات توزيع الراسب الذي اقترحه الباحث (Twenhofel, 1932) مثل بحيرة كنستنس (Lake Constance)، (Reineck and Singh, 1975) وحيث إن رواسب البحيرة لا ينمو بناؤها من الحواف (أو أطراف البحيرة) لذلك لا يمكن تكوين



شكل (١٧٦). توزيع تخطيطي للرواسب البحيرية. (عن: Twenhofel, 1932)

تتابع عمودي من مثل هذا التوزيع الجانبي للرواسب. ومما هو متوقع حدوثه هو أن تملأ البحيرة بترسيب الغرين والطين في الحوض المركزي وذلك نتيجة بناء رواسب أجسام الدلتا عند أطراف البحيرة بواسطة نهر أو أكثر يصل إلى البحيرة. راجع Wagner, (1950) and Visher, (1965).

(ب) الرواسب الكيميائية البحرية

تشكل الرواسب الكيميائية أهمية عظمى بين رواسب البحيرات ويعتمد التكوين الكيميائي لماء البحيرة بشكل أساسي على المواد الذائبة والمعلقة والتي تساق إلى البحيرة. ويترسب العديد من الأملاح نتيجة العمليات الكيميائية والحيوية التي تحدث في البحيرات. ومن أهم الأملاح المترسبة في البحيرات نذكر ما يلي:

كلسيت، أراجونيت، دلوميت، أنهيدريت، جبس، جلوبيريت (Glauberite ، $CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$) وإبسوميت ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) والهاليت (NaCl) والبوركس ($Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$) ، والنيتر (KNO_3) ، وغيرها (انظر: Reeves, 1968) . وقد أشار (Müller *et al.*, 1972) عن تشكيل كربونات الكالسيوم والمغنيسيوم في البيئة البحيرية.

وحيث إن التوسع في موضوع الرواسب الكيميائية المترسبة في البحيرات يبعد بنا عن مستوى هذا المقرر فنكتفي بذكر أهم المراجع التي تناقش هذا الموضوع بالتفصيل (انظر: Reeves 1968, Picard and High, 1972) .

خصائص ومميزات البيئات البحيرية Characterestics of lake environments

تختص رواسب البيئات البحيرية بخصائص عديدة نذكر أهمها كما يلي:

١ ـ تتكون رواسب البحيرات عامة من رواسب ناعمة الحبيبات وذات تطبق مترقق.

٢ ـ تشتمل مميزات البيئات البحيرية على مؤشرات تشير إلى أنها بيئات ترسيب مائية تغيب منها الأحافير البحرية وتتوفر فيها أحافير المياه العذبة.

٣ ـ يشبه التتابع الرسوبي البحيري تتابع رواسب شاطيء البحر المتراجع (A regressive marine shoreline sequence) . ولكن الفرق الرئيس بين منهاج رواسب البحيرة ومثيله من الرواسب البحرية يحدده الفرق في المقياس. تنتقل رواسب البحيرات بشكل جانبي إلى رواسب حافة (Marginal) في جميع الاتجاهات بينما تتدرج الرواسب

البحرية في اتجاه جانب واحد من رواسب مياه قليلة العمق إلى رواسب مياه أعمق فأعمق تستمر إلى مسافات لا نهاية لها.

٤ ـ تتكون رواسب وسط البحيرة من جسيمات ناعمة الحبيبات بينما تتكون رواسب أطراف البحيرة من رواسب خشنة أو ناعمة. وتنتج الرواسب الخشنة في أطراف البحيرة من ترسيبات الدلتا والمراوح النهرية والسهول النهرية والشواطيء البحيرية وذلك لأن معظم البحيرات تقع في أحواض صدعية. وتنتج الرواسب الناعمة في أطراف البحيرة من مسطحات كربونات البخر (Carbonate-evaporite flats) أو من رواسب المستنقعات السبخية.

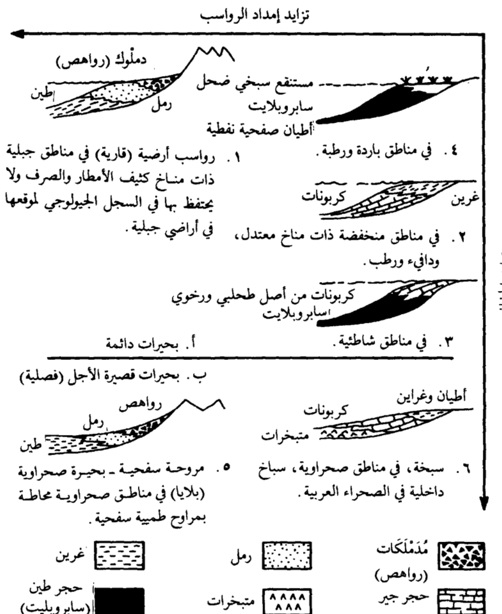
٥ ـ يبدأ التتابع البحيري برواسب ناعمة مترققة ومترسبة في مركز البحيرة العميق ثم يلي ذلك في اتجاه أطراف البحيرة رواسب خشنة لبيئات نهرية ودلتاوية ومستنقعات وتكون هذه الرواسب الخشنة رملية وذات تطبق متقاطع.

٦ ـ تعكس رواسب البحيرات دورات رسوبية تزداد أحجام حبيباتها في الاتجاه العمودي (Coarsening-upward).

٧ ـ تتسبب التغيرات المناخية في تذبذب مستوى منسوب المياه في البحيرات ومن ثم يحدث هذا تأثيراً في الرواسب من حيث تشكيل الدورات التراجعية/التقدمية (Transgressive/ regressive cycles) البحيرية، وهو أيضًا يسبب اضطرابًا في سحنات البحيرة والتي تعكس ترسيبًا انتقاليًا متراجعًا بشكل عام.

٨ ـ يوضح النموذج الرسوبي البحيري الذي وضعه (Kukal, 1971) أربعة أنواع مختلفة من الرواسب البحيرية (شكل ١٧٧) ويعتمد هذا النموذج على التوزيع المساحي للرواسب المختلفة في البحيرات الدائمة الحديثة. أضيف إلى هذا النموذج نوعان آخران من رواسب البحيرات المؤقتة والموجودة في الأقاليم القاحلة (وهذه سبق شرحها تحت عنوان بحيرات البلايا والسبخات) وقد رتبت أنواع هذه النماذج البحيرية طبقًا لدرجة الجفاف والانحدار الطبوغرافي والذي ربما يتوقع أن يشكل أنواعًا بحيرية مختلفة (Selley, 1976).

ولمزيد من التفاصيل المتقدمة في هذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة كل من المراجع التالية:



شكل (١٧٧) . نماذج أصناف البحيرات الرسوبية .

(عن: Visher 1965, Kukal 1971, Selley 1976, 1982, 1994)

Reineck and Singh, (1975); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.*, (1980); Pettijohn, (1975); Reeves, (1967, 1972); Van Houten, (1964); Hutchinson, (1957); Boggs, (1995), Raymond, (1995); Selley, (1982, 1985, 1990, 1994); Hawarth and Lund, (1984); Burgis and Morris, (1987); Fouch and Dean, (1982); Dean and Fouch, (1983); Allen and Collinson, (1986).

٤ ـ البيئات المثلجية Glacial environments

حيث إن رواسب البيئات المثلجية ورد عن ظهورها في اليمن (El-Nakhal, 1984) ولم يرد عن ظهورها في بقية الجزيرة العربية وربما تكون محدودة الوفرة في عالمنا العربي فنسكتفي هنا بإعطاء الخصائص والمميزات العامة لهذه البيئات الترسيبية:

خصائص ومميزات رواسب البيئات المثلجية

١ ـ عندما تتعرض منطقة ما للنشاط المثلجي فإن ذلك ينعكس على مظهر طبيعة تلك المنطقة وما طبع فيها من عمليات حت وترسيب حدثت نتيجة نشاط حركة المثالج عليها. فمثلاً يكثر في هذه المنطقة وجود كل من الوديان ذات الشكل المقعر والمعروفة بالوديان النُّونيَّة والتي تأخذ شكل حرف (U) وتدعى باسم هذا الحرف (U-Valleys)، والوديان المعلقة (Hanging Valleys)، والدارات المثلجية (Cirques) والبحيرات المثلجية (Glacial lake). ولكن فرصة الاحتفاظ بهذه المعالم الطبيعية في العمود الجيولوجي شبه نادرة لذلك يصعب تمييز أي منها إذا وجدت بين الرواسبُ القديمة.

٢ ـ توجد بنْيات حت (Erosional features) مثلجية صغيرة إلى متوسطة الحجم تُثْبت نشاط مثلجي في المنطقة، من بين هذه الأشكال تخطط وتقلم (Striation) أسطح الطبقات الصخرية وفي بعض الأحيان تظهر هذه الصخور مصقولة (Polished) وتحتوي على علامات دائرية وحيدة المركز (Concentric marks). كما تظهر المنطقة المثلجية على شكل حدبات مثلجية (Drumlins) تكون موازية لاتجاه حركة الجليد. وربما يتشكل بين منخفضات هذه الحدبات المثلجية برك ومستنقعات سبخية.

٣ ـ كذلك من خصائص الأقاليم المثلجية انتشار الجلاميد (Boulders) والكتل الصخرية والتي تعرف باسم (Erratic blocks)، وهذه بدورها تكون غريبة عن الصخور المحلية حيث تختلف عنها في التكوين المعدني. ويمكن الاستعانة بجُرَّات هذه

الصخور المثلجية في الوصول إلى معرفة اتجاه تدفق الجليد.

٤ ـ تتكون الرواسب الثلجية من طبقات صخرية مبرية ذات سطوح مقلمة (Striated)، وربوات مثلجية (Hummocks) وحريث مثلجي يعرف باسم (Till) وطين رقائقي حولي (Varves). وتحتوي الرواسب الرملية والطينية المثلجية على بنيات مشوهة ومضطربة (Cryptoturbation structures).

٥ ـ تعرف رواسب المثالج بالرواسب المجروفة (Drift deposits) أما مصطلح حريث (Till) فهذا مصطلح بتروغرافي يستخدم في الدراسة المجهرية. ويستخدم مصطلح (Tillite) للرواسب المثلجية القديمة. وفي كثير من الأحيان يفضل استخدام مصطلح الرواسب المثلجية (Glacial sediments) لأنها تشير إلى أصل نشأة هذه الصخور.

٦ ـ تظهر الرواسب المثلجية عديمة التطبق (Nonstratified) وهذه دلالة على أنها ترسبت نتيجة نشاط المثلجة بينما تدل الرواسب الطبقية على أنها تشكلت تحت نشاط تدفق المياه.

٧ ـ تمتاز الرواسب المثلجية بإختفاء التصنيف (Sorting) وتختلف أحجام حبيباتها من مقياس الميكرون إلى عدة أمتار أي تحتوي على أحجام جسيمات من الطين والرمل والحصى إلى الجلاميد والكتل الصخرية.

٨ ـ لقد لخص (Kukal, 1971) العوامل الرئيسة التي تتحكم في طبيعة الرواسب المثلجية وهي كالتالي:

(أ) خاصية الطبقة الصخرية التي يتحرك عليها الجليد.

(ب) الخواص التضاريسية وسرعة تدفق الجليد.

(جـ) موقع الرواسب المنقولة بالنسبة للجليد.

(د) نمط الترسيب.

(هـ) إعادة ترسيب الرواسب بواسطة الماء المنصهر أو المائع.

٩ ـ أوضح (Kukal, 1971) أن الرواسب المثلجية غير المتطبقة والمترسبة مباشرة من الثلج تتميز بوجود كمية معينة من الزلط وبتوزيع متوازن بين أجزاء كميات الرمل والغرين والطين. كما تظهر حبيبات الراسب الكبيرة متناثرة بشكل غير منتظم في راسب الأرضية الدقيق الحبيبات (Diamictite).

١٠ ـ تحتوي رواسب المثالج على العديد من المعادن غير الثابتة (Labile minerals) مثل الفلسبار ومعادن حديد المغنسيوم كحبيبات متغيرة ومزواة وتوجد حتى في أجزاء راسب الغرين والطين. ويمتاز الجزء الرملي بحبيبات عالية التزوي.

١١ ـ تكون رواسب المثالج رديئة التصنيف ويختلف الحجم الأوسط (Median size) لهذه الرواسب حيث يقترب معامل الانحراف (بالفآي) من الصفر، أي أنه يكون متراوحًا بين الجانب الموجب والجانب السالب.

١٢ ـ تتعرض تقريبًا جميع رواسب المثالج إلى بعض عمليات إعادة الترسيب بواسطة الماء المائع. ومن أهم مؤثرات إعادة الترسيب هو ما تعانيه هذه الرواسب من إزاحة لرواسب الطين والغرين والتي ينتج عنها تضخم في الرواسب الخشنة. وتظهر الرواسب المعاد ترسيبها متداخلة مع رواسب مثلجية غير معاد ترسيبها. ويمكن تمييز هذه الرواسب من كمية حجم رواسب الطين والغرين. فالرواسب المعاد ترسيبها أقل احتواءً للرواسب الناعمة إذا ما قورنت بالرواسب المثلجية غير المعاد ترسيبها. وتختلف درجة إعادة الترسيب بالماء من منطقة إلى أخرى.

١٣ ـ من مميزات رواسب المثالج وفرة حبيبات الحصى الصغير. وعادة تعكس هذه الحصوات التكوين المعدني للطبقة الصخرية والرواسب المحلية حتى ولو كان بإمكان هذه الحصوات الانتقال عبر المسافات الطويلة. ويندر وجود حصوات المثالج مستديرة، حيث يستبعد بأن تبرى الأطراف والحواف الركنية إلى منحنيات ناعمة مبرية. كما أن معظم حصوات المثالج تكون قرصية أو أسطوانية الشكل (Disc-shaped). وعادة ما تكون الحصوات الكبيرة أحسن استدارة من الحصوات الصغيرة. ويحدد شكل الحصى كلاً من عاملي المصدر والتكوين المعدني. كما تظهر أسطح هذه الحصوات مخططة (Striated) وتأخذ حصيات المثالج توجيهات محبذة (Preferred orientation) حيث تكون المحاور الطويلة موجهة بشكل موازٍ لاتجاه تدفق الجليد.

١٤ ـ عند دراسة الحبيبات الرملية لرواسب المثالج تحت المجهر الإلكتروني نلاحظ وجود علامات معينة على أسطح هذه الحبيبات من بين هذه العلامات المكاسر المحارية (Conchoidal fractures) خطوط ضئيلة وكتل متراكبة مكسرة وغيرها، (Krinsley and Funnell 1965, Krinsley and Doornkamp 1973).

لمزيد من المعلومات عن المثالج مراجعة : Boggs, (1995); Selley, (1982, 1985, 1990) and Raymond, (1995).

ثانيًا: البيئات الانتقالية (شاطئية بحرية)
Transitional Shoreline Environments

تتداخل أنشطة العمليات الرسوبية البحرية (Marine) وغير البحرية (Nonmarine) في مناطق البيئات الانتقالية. وتحكم العمليات الرسوبية البحرية كل من درجة ملوحة ماء البحر ودوران (Circulation) ماء البحر وأنشطة الأمواج والتيارات والمد والجزر. كما تحكم خصائص تدفقات مياه الأنهار العمليات الرسوبية غير البحرية. وتشغل بيئات كل من الدلتا والحواجز الرملية البحرية الجزء الأكبر والرئيس من مناطق البيئات الانتقالية (Transitional environments) . وسوف نستعرض فيما يلي تفاصيل وخصائص هاتين البيئتين.

١ ـ بيئات الدلتا Delta environments

تتشكل رواسب الدلتا في مناطق التقاء الأنهار بأجسام مياه البحار والبحيرات وينتج عن ذلك بناء أجسام مخروطية الشكل من الرواسب التي تنقلها الأنهار وتلقي بها عند مصباتها. وقد عرَّف العالمان (Moore and Asquith, 1971) الدلتا على أنها كتلة راسب ترسب بواسطة نشاط النهر عند التقائه بجسم ماء البحر أو البحيرة حيث يترسب جزء من هذا الحِمْل فوق سطح الأرض والجزء الآخر تحت سطح الماء. وأعظم العوامل أهمية في تنمية تطوير الدلتا هي :

(أ) الإمداد الكبير من الرواسب بواسطة الأنهار.

(ب) انخفاض منطقة الترسيب.

وهناك عدة عوامل تتحكم في شكل الدلتا وهي :

١ ـ تضاريس الشاطيء، وشكل خط الشاطيء وزاوية انحدار الرصيف القاري.

٢ ـ سرعة واتجاه الأمواج القادمة من البحر المفتوح.

٣ ـ مقدار النقل الشاطئي للراسب ومقارنة ذلك بنقل القنوات المتفرعة للراسب.

٤ ـ مدى اتساع حدود المد .

وقــد ناقش (Morgan, 1970) العـوامـل التي تتحكم في العمليات الـترسيبية ورواسب الدلتا وهي :

١ ـ منهاج النهر أو نظام النهر (River regime).

٢ ـ العمليات الرسوبية الشاطئية (Coastal processes).

٣ ـ السلوك البنائي (Structural behavoir).

٤ ـ العوامل المناخية (Climate factors).

وربما تكون بعض من هذه العوامل أكثر تأثيراً في إحدى الدِّلَتْ والبعض الآخر في دلتـات أخـرى. لذلـك بالإمكان أن تتشكل أنواع مختلفة وعديدة من الرواسب الدلتاوية (Reineck and Singh, 1975) .

العمليات الرسوبية التي تحدث في بيئة الدلتا

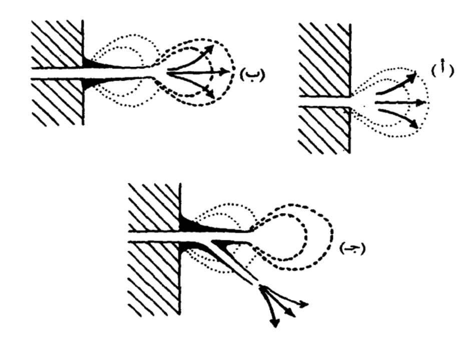
يمكننا تبسيط تعريفنا السابق للدلتا بقولنا: «تنشأ الدلتا عندما تندفع مياه النهر المحملة بالرواسب في داخل أجسام مياه ساكنة كالبحر أو البحيرات»، (شكل ١٧٨) . وعند مصب النهر تتناقص سرعة التيار بشكل شعاعي من ثغر النهر في اتجاه البحر ويتبع ذلك تناقص شعاعي في ترسيب أحجام الحبيبات كل حسب سرعة استقراره .

وتتزايد عمليات الترسيب حول مصب النهر حتى يصل تراكم رواسبها إلى التقاء مع سطح ماء البحر بالهواء (Air Water interface) ، ولكن تحتفظ قوة اندفاع الماء بشق القنـاة خلال الـراسب. ويطلق على الـرواسب المـتراكمة على أي من جانبي القناة مصطلح الشرفات الطبيعية (Natural levees) . ومع استمرار عملية الترسيب تتسع رقعة بناء الدلتا في اتجاه جسم الماء الساكن. وينتج عن ذلك تشكيل ثلاث وحدات رسوبية تُكَوِّن رواسب الدلتا، (شكل ١٧٩) . وهذه الوحدات هي :

(أ) رواسب مجموعة القمة (Topset deposits).

(ب) رواسب مجموعة المقدمة (Foreset deposits).

(جـ) رواسب مجموعة القاع (Bottomset deposits).

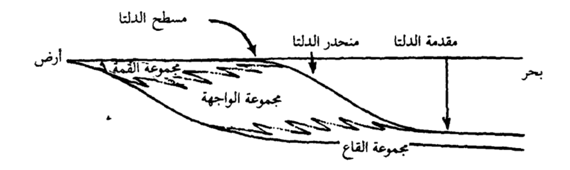


شكل (١٧٨). **يوضح مراحل تكوين نظام الدلتا.** (عن: Selley, 1982)

(أ). تناقص شعاعي في سرعة التيار من ثغر النهر وترسيب أقواس مركزية من الرمل والغرين والطين.

(ب) يساعد تقدم الدلتا على تشكيل قناة خلال الشرفات الجانبية.

(جـ) تشكيل دلتا جانبية نتيجة حدوث شق في إحدى شرفات امتداد قناة النهر فوق رواسب الدلتا القديمة وذلك لضعف في بناء القناة الجديدة وقوة اندفاع تدفق الماء فيها.



شكل (١٧٩). **التوزيع الجغرافي وتسمية مقطع جانبي للدلتا.** (عن: Selley, 1982)

(أ) **رواسب مجموعة القمة (Topset deposits)**: تتكون رواسب مجموعة (أو طقم) القمة بشكل رئيس من رواسب سبخية ورمل خشن وحصى. وتظهر هذه الرواسب على هيئة سطح شبه أفقي وهي أقرب رواسب الدلتا من ثغر النهر. كما تشارك مع هذه الرواسب قناة النهر ورواسب شرفات النهر الطبيعية ورواسب الفلق النهري الموجودة في المنطقة نفسها (راجع رواسب البيئات النهرية). وتظهر حدود هذه الرواسب الجانبية والرأسية واضحة ومتدرجة (Gradational and sharp boundaries) . ومن ثم تختص رواسب مجموعة القمة (Topset) بالتنويع في محتويات رواسبها ولكنها معقدة العلاقة فيما بين وحداتها الرسوبية. ويعبر سطح هذه المجموعة قنوات متفرعة من القناة الرئيسة للنهر حيث ترسب عليها رواسب الشرفات وغيرها من الرواسب النهرية. وتتدرج رواسب مجموعة (أو طقم) القمة في اتجاه البحر مبتعدة عن المصدر (أو ثغر النهر) إلى رواسب منحدر الدلتا (Delta slope) والمعروفة برواسب مجموعة المقدمة أو الواجهة (Foreset deposits) .

وغالبًا يتكون الجزء العلوي من تتابع رواسب الدلتا من رواسب المستنقعات (Swamp deposits) متمثلاً في رواسب الوحل العضوي والخث. فيترسب الطين الغني بالمواد العضوية في المناطق التي يندر فيها ترسيب الرواسب الفتاتية (Clastic sediments) . وعامة تفتقر رواسب هذه المنطقة للتطبق المعروف والجيد منه. وتكون الرواسب بشكل واسع النطاق مسلكية بواسطة جذور النباتات والديدان الثاقبة (Dwelling organisms) . وتظهر معظم هذه الرواسب كخليط من الطين والغرين مع متخلفات النبات. وفي المناطق القاحلة يفتقد الغطاء النباتي. كما تحتوي رواسب مجموعة القمة على شقوق طين واسعة النطاق وعلى فَرْشَات طُحْلبية (Algal mats).

وتمثل بيئة رواسب مجموعة القمة مناطق أجسام مياه مفتوحة محاطة برواسب الشرفات الطبيعية أو المستنقعات السبخية (Marshes) ولكنها متصلة بالبحر المفتوح عن طريق قنوات المد (Tidal channels) ويتم الترسيب في هذه المناطق من خلال عمليتين ترسيبيتين:

١ ـ يترسب الراسب الناعم الحبيبات من الرواسب المعلقة نتيجة غياب نشاط الأمواج.

٢ ـ يترسب الراسب الخشن من خلال القنوات الشُّقِيَّة أو الصّدعية (Crevasse channels).

وفي مناطق محلية معينة، ونتيجة لوجود نشاط الأمواج، يتشكل التطبق العدسي (Lenticular bedding) بشكل كبير. كما يتشكل من رواسب هذه المنطقة التطبق المتوازي (Paralled bedding) والذي يتميز باختلاف اللون في الطبقات المتجاورة.

ويشيع تشكيل علامات النيم التياري وبنيات الحت في بعض الأماكن. وهذه تشكلت نتيجة تيارات المد أو من تيارات نتجت عن التدفق الطفحي (Overflow) الذي يحدث أثناء فترات إرتفاع منسوب الماء. كما توجد أيضًا رواسب محارية وبنيات اضطرابية حيوية (Bioturbation structures).

(ب) رواسب مجموعة المقدمة (Foreset deposits): تتكون رواسب مجموعة المقدمة بشكل عام من رمل ناعم وغرين وطين ترسب من قنوات الدلتا الرئيسة. ويمكن تقسيم هذه المنطقة إلى عدة مناطق تحت بيئية (شكل ١٨٠) وهي كالتالي:

١ ـ القنوات المتفرعة.

٢ ـ الشرفات التحت مائية.

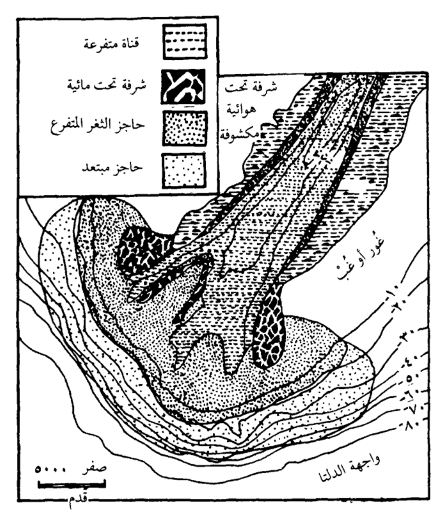
٣ ـ حاجز الثغر المتفرع.

٤ ـ الحاجز المبتعد.

ويسود في كل من هذه المناطق التحت (أو الشِّبْه) بيئية عمليات ترسيب مختلفة ومن ثم تتميز كل من هؤلاء المناطق بوجود بنيات رسوبية معينة. وفيما يلي نوجز ما كتبه كل من (Reineck and Singh, 1975) عن هذه المناطق.

١ ـ القناة المتفرعة Distributary channel

تتمثل القناة المتفرعة في النهر الطبيعي الذي ينقل جزءًا كبيرًا من الراسب ويصرف ماء النهر الرئيس إلى البحر. وهذه في الواقع امتداد لقناة النهر الرئيسة داخل منطقة البحر. ويتسع عامة عرض القناة المتفرعة وتصبح أقل عمقًا عما كانت عليه وتتفرع إلى عدة قنوات صغيرة في النهاية تفقد ميزتها وتتلاشى كلما تقدمت نحو البحر (أي في منطقة الجزء العلوي لبيئة مقدمة الدلتا)، (شكل ١٨٠). يكون اتجاه تيار القنوات عند الجزء العلوي للنهر في اتجاه أسفل النهر بشكل ثابت ولكن عندما تتباعد



شكل (١٨٠). تمثيل تخطيطي لمناطق ترسيب مختلفة في بيئة مقدمة الدلتا.
(عن: Coleman and Gogliano, 1965)

أطراف القناة في الجزء السفلي للنهر يصبح اتجاه التيار متغيراً وتقل سرعته ومن ثم يزداد معدل سرعة ترسيب الرواسب.

وأكثر البِنْيات الرسوبية وفرة في رواسب القنوات المتفرعة هي التطبق المتقاطع وتطبق نيم التيار (Current ripple bedding) وبِنْيات الحت والملء (Scour-and-fill Structures) والأسطح التحاتية (Erosional surfaces). وربما لا تتعرض بعض من طبقات الطين المترسبة أثناء فترة انخفاض مستوى النهر لعملية الحت ولذلك تصبح محفوظة بشكل جيد. وعادة يُظْهر السطح العلوي لهذه الطبقات الطينية علامات

تآكل. وعامة نجد كِسَر طينية مغموسة في داخل رواسب المنطقة. وفي كثير من الأحيان تتشكل بنيات متشوهة وهذه بالطبع محلية النشأة. ومن بين هذه البنيات بنيات الهوابط (Slumps) ، وبنيات الطيات المضطجعة (Recumbent fold) .

٢ ـ الشرفات التحت مائية Subaqueous Levees

وهذه عبارة عن رواسب تَلِّية بحرية متاخمة لمجرى القناة المتفرعة (شكل ١٨٠)، وتشكلت نتيجة اتساع وقلة عمق القناة. وتتحكم أنشطة المد في شكل هذه التلال. وتنكشف بعض أجزاء الشرفات التحت مائية وتشكل مسطحات رملية أثناء فترات انخفاض المد (أو أثناء فترات الجزر). وتتكون رواسب الشرفات التحت مائية من رمل ناعم وغرين متداخلة مع طين وحطام نباتي. وتُحدث أنشطة التيارات السائدة أنواعًا من البنيات الرسوبية. وفي مناطق محلية معينة تنتج أنشطة الأمواج بالاشتراك مع التيارات أنواعًا معقدة من التطبق المتقاطع. وتوجد أيضًا بنيات مميزة أخرى مثل: التطبق الموجي (Wavy bedding) ، وبنيات الحت والملء، والمسالك (Burrows) ، والكرات الوحلية (Mud balls). ومن بين البنيات الرسوبية المشوهة يكون التطبق المطوي أو الملفوف (Convolute bedding) الأكثر انتشارًا في هذه الرواسب.

٣ ـ حاجز الثغر المتفرع Distributary mouth bar

يتكون حاجز الثغر المتفرع من جسم رملي قليل العمق تشكل بالقرب من الحد البحري للقناة المتفرعة (شكل ١٨٠). ويأتي تشكيل هذا الجسم الرملي كنتيجة مباشرة لتناقص في سرعة التيار وعدم قدرة النهر على حمل الراسب عندما يترك القناة. وتكون سرعة الترسيب عالية بشكل كبير، ومن المحتمل أن تكون أعلى بكثير من أي سرعة ترسيب في أماكن تحت بيئية أخرى لمناطق الدلتا. وتتعرض الرواسب لعمليات إعادة ترسيب (Reworking) مستمرة بواسطة التيارات والأمواج البحرية. ومن ثم تتكون رواسب هذه المنطقة من الرمل والغرين. وغالبًا ما يوجد ترقق نحيل من حطام النبات. وتُظْهِر القِطَعْ الخشبية (Wood fragments) تأثيرات استدارية واضحة.

وأعظم البِنْيات الرسوبية شيوعًا في رواسب هذه المنطقة هي التَّطبق المتقاطع الحوضي، والتطبق النيمي الموجي والتياري (Wave and current ripple bedding) . وكلما تدرجت الدلتا في اتجاه البحر ترقد تحت رواسب الحاجز رواسب شاطئية بحرية

غنية بالمواد العضوية. وعند تحلل المواد العضوية ينبعث منها غاز مندفع إلى أعلى مار برواسب الحاجز الرملي الواقع فوق الرواسب الغنية بالمواد العضوية ومن ثم يتسبب اندفاع هذا الغاز في تشكيل بِنْيات رسوبية في الجسم الرملي تعرف باسم بنيات نتوءات الغاز (Gas-heave structures) .

٤ ـ الحاجز المبتعد Distal bar

يتشكل الحاجز المبتعد حول حاجز الثغر المتفرع في اتجاه البحر (شكل ١٨٠)، وتتميز هذه المنطقة بسرعة الترسيب وبشكل رئيس تتكون رواسب الحاجز المبتعد من الطين والغرين المترقق. وتمثل هذه المنطقة بيئة حافة انحدار مقدمة الدلتا في إتجاه البحر. وأهم البِنْيات الرسوبية المتشكلة في رواسب الحاجز المبتعد هي التطبق المتقاطع وبنيات الحت والملء والأسطح التحاتية وعلامات النيم. ويتكرر تشكيل هذه البنيات الرسوبية في تتابع مميز وواضح مما يدل على التشكيل الطبقي الفصلي (Seasonal layering) .

وتمثل هذه المنطقة أفضلية عظمى لتواطن الأحياء القاعية أو البنثونية (Benthonic population) الكثيف. ولذلك تُحْدِث الديدان المسلكية اضطرابًا طبقيًا (Bioturbated layers) كاملاً وتنتشر رواسب المحاريات بين رواسب هذه المنطقة.

(جـ) رواسب مجموعة القاع Bottomset deposits: يلي بيئة مقدمة الدلتا (Delta front) المعروفة بمنحدر الدلتا (Delta slope) في اتجاه البحر، منطقة بيئة واجهة الدلتا (Prodelta) وهذه ذات علاقة مشتركة مع نظام تدرج الدلتا. وتعرف أحيانًا بمقدمة منحدر الدلتا (Delta front slope) . وتتكون رواسب واجهة الدلتا من رواسب طينية ناعمة الحبيبات، (أي من طين وطين غريني). وتشكل رواسب بيئة واجهة الدلتا (Prodelta deposits) منطقة انتقالية إلى رواسب بيئة وحل الرصيف البحري (Shelf mud deposits) المعروفة برواسب مجموعة (أو طقم) القاع (Bottomset deposits) . وتظهر رواسب واجهة الدلتا متطبقة نتيجة للاختلافات في كل من اللون وحجوم الحبيبات. ومن أوضح البنيات الرسوبية والشائعة بين هذه الرواسب هي ترقق الغرين والطين وتكون الرواسب بالقرب من بيئة مقدمة الدلتا (Delta front environment) أكثر غرينية ومتوازية ويسودها الترقق العدسي (Lenticular laminations) . ويتواجد

أحيانًا التطبق النيمي ونيم التيار والتطبق المتدرج الصغير المقاس، وتكون هذه أعم انتشارًا في الطبقات الغرينية. وكلما ابتعدنا عن مقدمة الدلتا تزداد كمية رواسب الطين وتقل ظاهرة التطبق النسيجي (Textural stratification).

وغالبًا ما يسود التطبق المتكون في الطين، وتحتوي هذه الرواسب الطينية على بقايا صدفية (Shell remains)، وقطع خشبية (Wood fragments). وظهور اضطرابات (Bioturbation) بنائية في مناطق معينة. كما تحتوي هذه الرواسب على بنيات مسلكية جيدة النمو (Well-developed burrows). ويمكننا التمييز بين رواسب بيئة واجهة الدلتا (Prodelta) ورواسب بيئة وحل الرصيف (Shelf-mud) المعروفة **بمجموعة القاع (Bottomset) فقط، عندما نحسن تأسيس التتابعات الرأسية والأفقية** (Vertical and horizontal sequences) لهذه المنطقة من الدلتا، (راجع: Van Straaten 1959a, 1959b).

وتتكون رواسب مجموعة قاع الدلتا (Delta bottoset) والمعروفة ببيئة وحل الرصيف (Shelf-mud environment) من رواسب طين وتقع في منطقة البحر أو في اتجاه البحر من منطقة واجهة الدلتا (Seaward prodelta region)، حيث تترسب الرواسب الناعمة الحبيبات نتيجة انخفاض في معدل سرعة الترسيب. وتكون رواسب مجموعة القاع ذات مظهر متجانس من الطين، والطين الغريني، والطين الصدفي (Shelly clay) (أي يكثر فيه بقايا الأصداف)، والطبقات الصدفية (Shell layers). ويشيع وجود الأصداف في جميع هذه الرواسب. وينتج التطبق بشكل رئيس في رواسب مجموعة القاع من اختلاف في لون طبقات هذه الرواسب ومن وجود أو غياب فتات الأصداف، وبقايا النباتات وما شابه ذلك. وتوجد أحيانًا طبقات غرينية نحيلة السُّمك، وهذه غالبًا ما تُظْهر تطبقًا متدرجًا، وفيما عدا ذلك فإن رواسب هذه البيئة تكون ذات ترقق نحيل السُّمْك. كما يندر وجود التطبق العدسي في هذه الرواسب.

وتكون درجة الاضطراب الحيوي (Bioturbation) في رواسب طين الرصيف (أو مجموعة القاع) عالية جدًّا. وتحتوي رواسب مجموعة القاع على مسالك مميزة وصغيرة الحجم وتكون مملوءة بكِسَر صدفية ومواد غريبة أخرى. وتنشأ رواسب مجموعة القاع نتيجة ترسيب بطيء للراسب المعلق (Suspended sediment) وتشكل عمليات

الاضطراب الحيوي النشاط السائد في هذه المناطق.

إن جميع ما سبق مناقشته وإيضاحه عن بيئات وشبه بيئات نظام الدلتا موجود في معظم الدِّلَتْ الحديثة في وقتنا الحاضر.

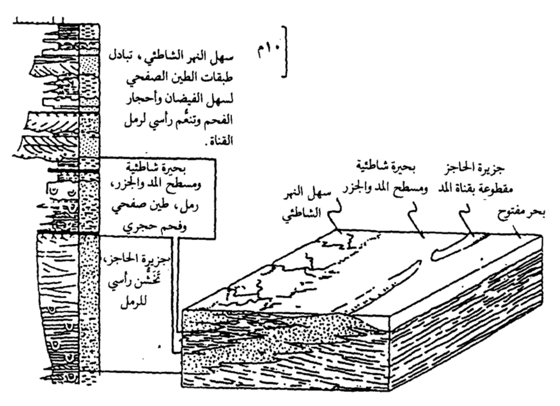
وعامة تعمل عملية الترسيب في بيئة الدلتا على تشكيل تتابع دوري تتزايد فيه حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى. وهو ما يعبر عنه المصطلح (Coarsening-upward sequence) وهذا عكس ما تقوم به علمية الترسيب في البيئة النهرية. كما يظهر تتابع رواسب الدلتا بتدرج في الرواسب يبدأ عند القاع بأوحال بحرية ويتدرج إلى أعلى وفي اتجاه الساحل إلى رمل ووحل غير بحري وغالبًا ما يحتوي على الفحم الطبيعي. وربما يتغير هذا النموذج البسيط من نظام الدلتا نتيجة بعض **التأثيرات البحرية الضارة أو المهدمة. هذا بالإضافة إلى أنه إذا كان منحدر الدلتا غير** ثابت بشكل تام فإن الراسب ينزلق (Slide) أو يهبط (Slump)، وعندئذ يحدث نتيجة لذلك إعادة ترسيب رمل العكر الذي ربما يوجد عند قدم الدلتا (Delta foot)، (Selley, 1976, 1982).

وتشكل رواسب الدلتا مصادر هامة للفحم والنفط والغاز الطبيعي. حيث يوجد الخث (Peat) في المستنقعات (Swamps)، والمستنقعات السبخية (Marshes) لكثير من سهول الأنهار الدلتاوية الحديثة، Selley (1976, 1978, 1982), Dapples and Hopkins (1969).

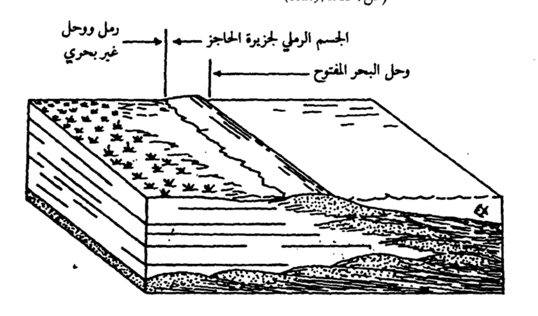
لمزيد من المعلومات عن البيئة الدلتاوية، راجع: Boggs, (1995); Raymond, (1995); Selley, (1985, 1990, 1994) and Elliot, (1986b).

٢ ـ بيئات الحواجز الرملية Sand bars

تُشَكِّل أجسام الحواجز الرملية الموجودة داخل منطقة الشاطيء جزرًا مستطيلة البنية، وتكون موازية لخط الشاطيء. وتتكون رواسب هذه الجزر بشكل رئيس من رمل وزلط وحطام صدفي (Shell debris). وغالبًا ما تكون هذه الرواسب عديمة التماسك مع بعضها البعض (Cohesionless). ويفصل بين هذه الجزر العازلة (Barrier islands) واليابسة، البرك الشاطئية (Lagoons)، أو الأغباب (Bays) (شكلا ١٨١، ١٨٢).



شكل (١٨١). البيئات الرسوبية والسحنات ومقطع رأسي لمعقد جزيرة حاجزة.
(عن: Selley, 1982)



شكل (١٨٢). تقدم وتراجع الأجسام الرملية الحاجزة التي قد تتكون من كُثْرة تراكم زحف الرمال الحاجزة. (عن: Selley, 1982)

ويعتقد أن هناك عاملين رئيسين قد ساعدا على نشأة وبناء الجزر الحاجزة وهذان العاملان هما:

١ ـ تطور بناء الحواجز الرملية (Sand bars) المتزايد في منطقة داخل الشاطيء بواسطة نشاط الأمواج الكبيرة.

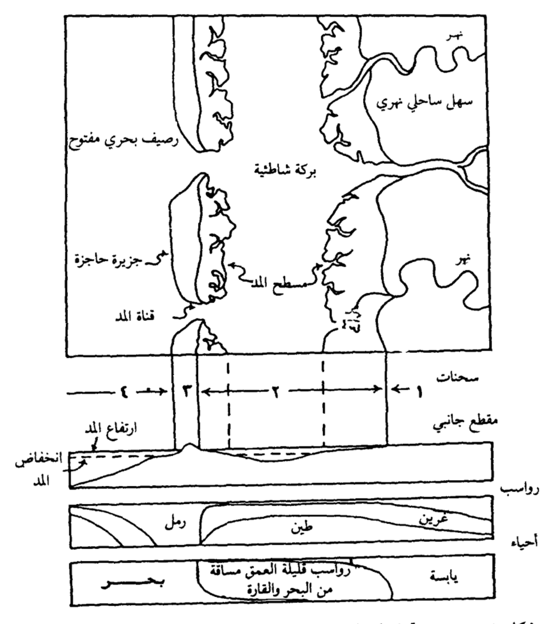
٢ ـ غَمْر (Submergence) منطقة الشواطيء الساحلية وأحزمة الكثبان الرملية القريبة منه، وإحاطة هذه الأجسام الرملية بمياه البحر.

وتحت تأثير النشاط البحري، قد تمر تدريجيًا رواسب الدلتا الحديثة برواسب الجزر الخطية الحاجزة (Linear barrier islands) أو قد توجد هذه الجزر الرملية مباشرة خلف الشاطيء في إتجاه البحر وبدون وجود أو بنَاء الدلتا عند الشاطيء، وبذلك تفقد هذه الجزر الرملية علاقتها بالدلتا. ويمثل الحالة الأولى دلتا نهر المسيسبي ودلتا نهر الراين على الساحل الشمالي الشرقي (في أوروبا) ودلتا نهر النيل على الساحل الشرقي من صحراء سيناء وأيضًا على الساحل الغربي من نهر النيجر. كما يمثل الحالة الثانية معظم شواطيء أمريكا الشمالية وأجزاء من ساحل شمال ألمانيا وسواحل بولندا وساحل أستراليا الجنوبي.

وتظهر الجزيرة الحاجزة على هيئة جسم رملي خطي (أو مستطيل) مكشوف أثناء فترات المد العالي ويأخذ هذا الجسم الرملي وضعًا موازيًا للساحل يفصل البحر المفتوح عن مسطحات المد والجزر (Tidal flats) والبرك الشاطئية (Lagoons) والأغباب المحمية (Sheltered bays)، (الأشكال ١٨١، ١٨٢، ١٨٣). وتتعاقب بشكل جانبي في معظم الحواجز الساحلية (Barrier coasts) الحديثة بيئتان عاليتا النشاط (High-energy) مع بيئتين منخفضتي النشاط (Low-energy). وعامة تشكل أربعة سِحْنات متعاقبة وذات اختلافات متميزة الوضوح. فعلى جانب اليابسة يتشكل:

(١) سِحْنة السهل الساحلي النهري من رمل وغرين وطين وخث. ويتدرج هذا في إتجاه البحر بشكل عام.

(٢) سِحَنْ سبخية ملحية ورواسب مياه هادئة من مسطحات المد والجزر والبرك الشاطئية. وتتكون رواسب هذه السحنات من رمل ناعم وغرين وطين تسودها بنيات رسوبية مثل الترقق والترقق المتقاطع والتطبق المتتابع (Flaser-bedded). وتتميز هذه



شكل (١٨٣). رسم تخطيطي يلخص الظواهر السطحية والترسيبية والأحيائية، لحاجز شاطئي حديث. (عن: Selley, 1978)

المنطقة باضطرابات حيوية شديدة (Intense bioturbation) وطبقات صدفية، غالبًا ما تكون من المحاريات (Oysters) والرخويات (Mussels) ، وتدرج حبيبي ناعم كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع (Fining-upward sequence) ، (انظر القطاع في شكل ١٨١).

وتتكون الجزيرة الحاجزة من عدد من الوحدات الجغرافية الطبيعية المميزة.

(٣) سِحَنْ رواسب أجسام معقدة من المراوح ومسطحات الحاجز المتشكلة من الرمل المقدوف عبر الجزيرة الحاجزة أثناء فترات العواصف وهذه السُّحن توجد على الجانب المواجه لليابسة. وغالبًا ما تتشكل قمة الجزيرة الحاجزة من كثبان رملية تراكمت من هبوب الريح وهذه أحيانًا تثبت في أماكنها نتيجة تشكيل طبقة مقطع جانب التربة ونمو النباتات عليها. وتمر هذه المنطقة القِمِّية في إتجاه البحر خلال منطقة شاطئية وإلى منطقة البحر المفتوح (شكلا ١٨١ ، ١٨٣).

وعامة يكون رمل الجزيرة الحاجزة ناضج (Mature) وجيد التصنيف (Well sorted) وبه بعض الكِسَرْ الصدفية المساقة من البحر. وتتشكل داخل الرواسب الشاطئية بعض البنيات الرسوبية مثل التطبق الأفقي والشبه أفقي مع ميل خفيف في اتجاه البحر. كما يوجد بشكل قليل تطبق متقاطع حوضي ومستوٍ ويميل كل منهما بشكل عام في اتجاه اليابسة. وقد تكون أحيانًا الجزر الحاجزة مقطوعة عرضيًّا (Cross-Cut) بواسطة قنوات أو منافذ المد (شكلا ١٨١ ، ١٨٣)، (Tidal inlets or channels) . وقد أشار (Armstrong-Price, 1963) إلى أن هذه القنوات ربما تشكل أجسام دلتا على كلا الجانبين في اتجاه البحر وفي اتجاه اليابسة. وينشأ عن ذلك تتابعات ذات تطبق متقاطع تكونت نتيجة النزوح الجانبي لهذه القنوات ومثل هذه الرواسب ربما تتكون من جزء كبير من جسم رمل الحاجز حيث وجد هذا في السجل الجيولوجي (راجع: Hoyt and Henry, 1967).

(٤) سِحْنَات رواسب بيئات بحرية حيث تمتد رواسب الشاطيء للجزيرة الحاجزة في اتجاه البحر. فقد تمر كثير من الرمال الحاجزة الحديثة، وخاصة تلك الموجودة في بحر الشمال، إلى أرصفة بحرية متآكلة والتي تعتبر نموذج بيئات حت أو توازن. وقد تمتد الجزر الحاجزة الموجودة على سواحل نيجيريا وخليج المكسيك في اتجاه البحر إلى رواسب بحرية عميقة. وربما تستقر هنا الرواسب الناعمة العالقة تحت ظروف ترسيب هادئة. ولقد دلت الدراسات التفصيلية للحواجز الشاطئية عبر مناطقها في اتجاه البحر على أن هناك تدرجًا تناقصيًّا في أحجام حبيباتها من منطقة عالية النشاط إلى منطقة بيئة النشاط المنخفض تحت حد سطح الموج وحركة تيار المد، حيث يترسب الوحل في هذه

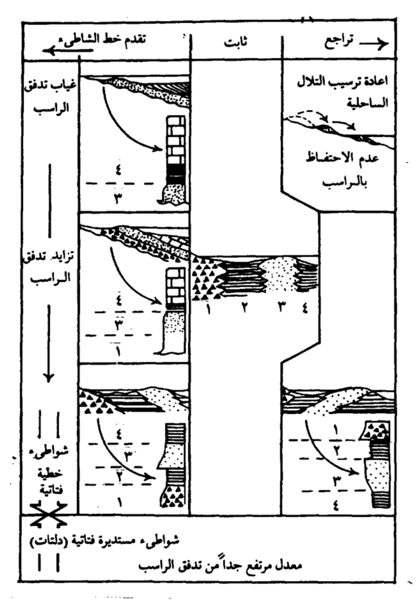
المناطـق. فيوجـد الرمـل والغـرين المحتويـان على تطبـق متتابـع وحـلي (Muddy flaser-bedding) وبه اضطراب حيوي والمترسب تحت مياه منخفضة العمق بالقرب من الشاطيء. وتتدرج هذه الرواسب في اتجاه البحر إلى أطيان مترققة ومترسبة في بيئة بحرية عميقة. وتشير هذه الظاهرة إلى تشكيل تتابع تزداد فيه أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع (انظر القطاع في شكل ١٨١). ويمر الحاجز الرملي في اتجاه اليابسة إلى رواسب البرك الشاطئية ومسطحات المد والجزر والمتكونة من رمل وطين صفحي وفحم (راجع القطاع في شكل ١٨١).

وبإمكاننا الآن إيجاز مفهومنا عن الجُزُر الحاجزة الخطية (Linear barrier islands) كالتالي:

يتكون الشاطيء الخطي الحديث (Recent linear shoreline) من بيئتين عاليتي النشاط، وبيئتين منخفضتي النشاط، وتكون هاتان متعاقبتين واحدة تلو الأخرى وتتوازيان مع الخـط الساحلي. وفي بعض الحـالات يدفـع بجسم الحاجز الرملي (Barrier Sand) في اتجـاه اليابسـة حتى يستند مباشرة على السهل النهري. وعندئذ يتغيب من المنطقة مسطح المد والبرك الشاطئية. وتحدث مثل هذه الحالة على الشواطيء التي تسـودها العواصف وينخفض فيها امداد الراسب من اليابسة (Hoyt, 1968)، (شكل ١٨٤).

ويمثل التتابع الرسوبي الحقيقي والذي ترسب من الشاطيء الفتاتي الخطي دالة لكل من الراسب المتوفر ومعدل ارتفاع وانخفاض البحر واليابسة في هذه المنطقة.

ويحتفظ فقط بجميع السحنات الأربعة والتي سبق وصفها (سحنة المياه القارية، سحنة البرك الشاطئية ومسطح المد، سحنة رمل الحاجز، سحنة الرصيف البحري)، حيث يكـون هناك إمداد كبير من الراسب المساق من اليابسة. وعندما يحدث ذلك ويكون خط الشاطيء ثابت توجـد فيه جميع السحنات الأربع جنبًا إلى جنب (انظر الشكل ١٨٤). ولكن ينـدر وجـود مثل هـذه الخطوط الشاطئية الثابتـة (Static shorelines) في العمود الجيولوجي وذلك لاحتياجها إلى توازن دقيق بين ارتفاع مستوى البحر وعملية الترسيب. وقد أشار العالمان (Boyd and Dyer, 1966) على أنَّ تَكَوّن رمل فريو (أوليجوسين) في شمال غرب خليج المكسيك مثالٌ لشاطيء فتاتي خطي ثابت قديم



شكل (١٨٤). رسم توضيحي لعدة تتابعات رسوبية متنوعة والمترسبة بواسطة الشواطيء الفتاتية الخطية. (عن: Selley, 1978)

١ ـ رواسب نهرية قارية. ٢ ـ رواسب المد والبرك الشاطئية.

٣ ـ رمال حاجزة. ٤ ـ سحنات رصيف البحر المفتوح، (انظر الشرح في الكتاب، ص ٤٩٥).

حيث يرافق مع التدفق العالي للراسب تراجع (Regression) لخط الشاطيء ومن ثم توجد جميع السحنات الأربع واحدة فوق الأخرى. ويشبه هذا التتابع التراجعي

(Regressive sequence) تتـابـع الـدِّلت وخاصة في تزايد حجم الحبيبات من الطين الصفحي البحري عند القاعدة إلى الرمل الأرضي عند القمة (حيث يعرف هذا بتتابع متراجع خشن الحبيبات في الاتجاه إلى أعلى: Coarsening-upwards regressive sequence) وإذا رافق التدفق العالي للراسب ارتفاع نسبي في مستوى البحر (أو اجتياح البحر Transgression) فإنه ينتج عن ذلك تتابع احتياجي (Transgressive sequence) حيث تتناقص فيه أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى التتابع (ويعرف هذا بتتابع مجتاح ناعم الحبيبات في الاتجاه إلى أعلى: Fining-upwards transgressive sequence) ، (انظر شكل ١٨٤). وقد وجدت هذه السِّحْنات الأربع للخطوط الشاطئية المتراجعة والمتقدمة محفوظة في رواسب العصر الثلاثي الذي تحدث عنه .Rainwater 1966, Figs) (7, 8 ، وفي صخور العصر الطباشيري العلوي من جبال الروكي في أمريكا.

وربما تتوافر أوْ لَا تتوافر السِّحْنات البيئية الأربع في الخطوط الشاطئية الفتاتية المصطحبة معها تدفق منخفض من الراسب (شكل ١٨٤). ويندر بشكل تام أن يعكس التتابع المترسب جميع هذه السِّحْنات في قطاع واحد. وحيث يتقدم البحر فوق سطح اليابسة يقل إمداد الراسِب. ومن ثم ينشأ سطح عدم التوافق عند هذا المستوى ويعـرف أحيانًا بتوافر مُدَمْلَك القاعدة حيث يتدرج إلى رمل شاطيء بحري. وتقل حجوم الحبيبات في الاتجاه إلى أعلى إلى سِحْنات طين صفحي لبيئة منخفضة النشاط، أو حيث ينعدم الراسب المساق من اليابسة يتكون راسب الكربونات (راجع كلاً من: (Narayan 1970, Swett *et al.*, 1971) . وقد عرفت الانتقالات بين هذا النوع من التتابع البحري المجتاح والبيئات السِّحَنِية الاجتياحية لكل من الرصيف البحري، الحاجز الرملي، والبرك الشاطئية المتداخلة مع السحنات النهرية ,Fluvial lagoonal, barrier) (shelf transgressions . وتظهر هذه بشكل نموذجي من سطح عدم التوافق والمترسب فوقه رمل نهري والذي يتدرج إلى أعلى خلال رمل شاطيء إلى طين صفحي بحري أو أحجار جير. (مثال ذلك راجع كلاً من: Hammuda 1969, Aharoni 1966, and . Bender, 1968

وغالبًا ما تُظْهِر الحواجز الشاطئية الخطية سلسلة سِحَنِيّة من دورات اجتياحية وتراجعية (Transgressive and regessive cycles) وهذه تختلف عن النموذج الدلتاوي

الرسوبي لأن الحاجز النموذجي (Barrier model) يفتقد عامل مكون الدورة. وعامة تعود نشأة مثل هذه الدورات إلى أسباب خارجية مثل الحركة التكتونية والتغييرات العامة في منسوب مستوى سطح البحر (Eustatic changes) ، (Tanner, 1968) .

وتكمن أهمية دراسة الحواجز الرملية الشاطئية في أنها تشكل مكامن طبقية (Stratigraphic traps) لكل من الغاز الطبيعي والنفط.

لمزيد من المعلومات عن هذا الموضوع راجع :

Boggs, (1995); Raymond, (1995); Selley, (1985, 1990, 1994); Collinson, (1986); Elliotte, (1986b); McCubbin, (1982); Davis, (1978) and Swift and Palmer, (1978).

ثالثًا : البيئات البحرية Marine Environments

تتكون البيئات الرسوبية البحرية بشكل عام من بيئات كل من :

(١) الأرصفة القارية (Continental shelves).

(٢) الشِّعَاب (Reefs).

(٣) المناطق العكرة (Turbidites).

(٤) المناطق اللُّجية (Pelagic).

ونناقش فيما يلي بالتفصيل خصائص ومميزات كل من هذه البيئات البحرية.

١ ـ بيئات الأرصفة القارية Continental shelves

لقد نوقشت الأرصفة القارية من قِبَلْ كثير من الباحثين ولكن يعتبر عملاً (Swift *et al.*, 1973) من أجود وأميز الأعمال البحثية التي تطرقت تفصيليًا وبشكل شامل لمناهج عمليات النقل والترسيب في الأرصفة القارية. ويشتمل نموذج بيئات الأرصفة القارية الحديثة على بيئات حت، وتوازن، وترسيب. ويعتقد أن رواسب الأرصفة القارية الحالية عبارة عن رواسب متخلفة (Relict sediments) قد ترسبت سابقًا في بيئات ترسيبية نهرية ومثلجية وبرك شاطئية قديمة، وبشكل لاحق أعيد ترسيبها نتيجة للارتفاع الأخير في مستوى سطح البحر والذي حدث بعد ذوبان الجليد الذي غطى

مناطق كبيرة من العالم (ما يسمى بالعصر الجليدي Glacial Age). وقد أشار (Emery, 1968) إلى أن حوالي ٧٠٪ من الأرصفة القارية في العالم قد غطتها هذه الرواسب المتخلفة والمتراكمة (Relict sediments). ومن بين الإثباتات التي تُعَضِّد هذا الرأي وجود كل من :

١ ـ وجود الرمل الخشن والجيد التصنيف مضطجعًا في اتجاه البحر وممتدًا من الرمل الناعم الرديء التصنيف.

٢ ـ ظهور بعض الحبيبات المُحَفَّرة أو المُنَقَّرة (pitted grains) أو المتآكلة والمصبوغة بأكسيد الحديد.

٣ ـ ظهور بعض التلال على الأرصفة القارية والتي لم تتعرض لتأثيرات المثالج الحديثة.

٤ ـ ظهور الصخور السرئية (Oolites) في المياه العميقة.

٥ ـ غَمْر (Submerged) رواسب المياه العذبة وخث السبخات الملحية تحت مياه البحر.

٦ ـ أشار التحليل الزمني بواسطة كربون ١٤ «إلى أن الرواسب السطحية الموجودة على الأرصفة القارية قديمة جدًّا في العمر».

ولايزال الترسيب على الأرصفة الحديثة متأثرًا بشكل كبير من ارتفاع مستوى سطح البحر الذي حدث بعد عصر البلايستوسين (Post-Pleistocene). ويشير مصطلح الرواسب المتخلفة (Relict sediments) إلى رواسب قد ترسبت بواسطة عوامل وتحت ظروف تختلف عن تلك التي تتميز بها بيئاتها الحالية. وقد أكد (Swift *et al.*, 1971) أن معظم هذه الرواسب قد ترسبت في الأصل على أرصفة قارية حديثة، عندما كان مستوى البحر منخفضًا أثناء عصر البلايستوسين، وبشكل لاحق أعيد ترسيبها بواسطة أنشطة عمليات التيارات البحرية الحديثة عندما ارتفع مستوى البحر بعد عصر البلايستوسين. يضاف إلى ذلك سرعة العمليات الاجتياحية والتراجعية البحرية والتي حدثت أثناء العصر الرباعي (Quaternary period). ونتيجة لسرعة ارتفاع مستوى البحر بما يتجاوز مئات الأمتار أثناء فترة وجيزة من الزمن، فإنه لم يعط مجالاً من الوقت لكي يحدث توازنًا (Equilibrium) بين معدل سرعة ترسيب الراسب ومعدل سرعة

ارتفاع مستوى البحر ومن ثم لم ينشأ توازن بين العمليات الترسيبية الحديثة وتوزيع الرواسب السطحية على الأرصفة القارية في وقتنا الحاضر.

وتتكون بشكل عام رواسب الرصيف القاري الحديث من رواسب وحلية من الطين الغريني والغرين الطيني. وغالبًا تحتوي الرواسب الوحلية للرصيف القريب من الشاطيء على طبقات من غرين خشن أو رمل ناعم والمعروف عامة بطبقة رمل العاصفة والتي نشأت أصلاً أثناء عواصف شديدة ,Reineck *et al.*, (1967) Hayes (1967) Gadow and Reineck (1969) . وقد يصل اتساع مساحة طبقة رمل العاصفة إلى مسافة ٤٠ كم مبتعدة عن الشاطيء ويمكن تتبع أثرها في اتجاه الشاطيء ,Reineck and Singh) 1975) . وتُظهر طبقات رمل العاصفة تدرجًا حبيبًا متكررًا (Reineck and Singh, 1971).

ويمكن أن يختلف الاستيطان الحيواني (Animal population) ودرجة الاضطراب الحيوي (Bioturbation) لطين الرصيف من رصيف لآخر. فقد أوضح (Reineck and Singh, 1975) أنه في خليج جيتا في إيطاليا، يندر الإستيطان الحيواني ومع ذلك تشتد فيه درجة الاضطراب الحيوي، والعكس صحيح بالنسبة لوحل رصيف بحر الشمال (في جنوب شرق منطقة هيليجولاند) حيث يكون الاستيطان الحيواني مرتفعًا جدًا ولكن يبقى الاضطراب الحيوي معتدلاً فقط.

وأحيانًا توجد طبقة صدفية نحيلة السُمك عند قاعدة طبقة رمل العاصفة وتشير هذه إلى فترة حت مؤقتة والتي تقود إلى تركيز لصدف أو محار، مشكلاً ما يدعى بالراسب المتخلف (Lag deposit). وعلى الرغم من أن معظم أصداف وحل الرصيف ذات نشأة محلية (Autochthonous) بشكل رئيس إلا أنه تظهر أصداف مساقة من خارج بيئة الترسيب (Allochthonous) ، هذا بالإضافة إلى كميات ضئيلة من المواد العضوية الأخرى مثل الخشب ودياتومات المياه العذبة وحبوب اللقاح (Pollen grains) والخلايا البوغية (Spores). وقد وجدت في رصيف بحر الشمال أصداف كبيرة الحجم نقلت من بيئات مسطحات المد والجزر (Tidal flat environments) وترسبت في منطقة الرصيف، وذلك نتيجة طفو الثلج (Floating ice) أثناء أشهر الشتاء.

ويشيع كثرة العقد الطينية الجيرية الغائطية (Faecal pellets) في رواسب وحل الرصيف. كما تشيع بنيات الاضطرابات الحيوية ومعظمها تكوّن بنيات حيوية هادمة

أو مشـوهـة. ولكن هناك أيضًا البنيات الحيوية البناءة التشكيلية مثل المسالك ذات الأحجام والأشكال المختلفة والمسالك المملوءة.

ويشكـل حمل الـرواسب العـالقـة في الأنهار المصـدر الـرئيس لرواسب وحل الرصيف، وبطبيعة الحال يمر هذا الحمل عبر الإقليم الشاطئي ومن ثم يترسب على الـرصيف البحـري. وتتساوى في الأهمية أحمال الرواسب المعلقة الهائلة التي تنقلها الأنهار الصغيرة إلى البحر بتلك التي تنقلها الأنهار الأكبر حجمًا. وتشتمل العوامل التي تتحكم في عمليات الترسيب في الأرصفة القارية على كل من:

- مسافة مصدر الراسب من فوهة النهر.
- سعة طاقة النهر على النقل.
- توفر أحجام الحبيبات المتنوعة في اليابسة.

وتعود نشأة بعض من رواسب الرصيف وخاصة تلك المتوافرة في المياه البحرية الـدافئة إلى منشأ حيوي في الأصل. وبشكل محلي ربما يكون للرواسب البركانية أو الريحية دور مهم في المشاركة والوجود بين رواسب الأرصفة القارية. ومن أهم المعادن المكـانية النشـأة (Authigenic minerals) في بيئـة الـرصيف البحـري هي: معـدن الفـوسفـوريت، والجلوكـونيت والكـاموسيت. وأهم مصدر لرواسب الرصيف هي التجوية التحت مائية لكل من المواد الصخرية الصلبة والرخوة. وتُعَضِّدْ هذه العملية بنشـاط الأحياء الثقبية (Boring organisms)، وقـد ميَّز (Emery 1952, 1968) أنواع الرواسب التالية والموجودة على الأرصفة القارية الحديثة وهي كالتالي:

(أ) فتاتية (Detrital) ترسبت بواسطة الماء والهواء والمثلجة.

(ب) حيوية (Biogenic) تتكون أساسًا من أصداف الكربونات والأغلفة الكلسية (Tests).

(جـ) بركانية (Volcanic) حطام بركاني يقع بالقرب من البراكين.

(د) مكانية النشأة (فوسفوريت وجلوكونيت).

(هـ) متبقية (Residual) نواتج محلية لتجوية طبقة صخرية.

ونستخلص مما سبـق أن هناك مجموعتين من الرواسـب متوافرتين على الأرصفـة القارية وهذه الرواسب هي:

١ ـ الرواسب الحديثة Modern sediments

وهذه تكون في توازن مع الظروف الحالية للترسيب، وهي ربما تكون ذات نشأة مكانية أو انتقلت إلى هذه البيئة نتيجة لعوامل ترسيب نشطة.

٢ ـ رواسب متخلفة Relict sediments

وهذه تكون غير متوازية مع ظروف الترسيب الحالية.

وتمثل هذه الرواسب رواسب قديمة ترسبت تحت ظروف تختلف عن تلك الظروف السائدة في وقتنا الحاضر (انظر كلاً من: Emery 1968, Reineck and Singh 1975).

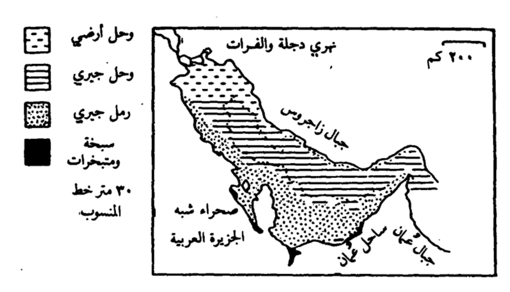
ويوجد بشكل رئيس نوعان من الترسيب على الأرصفة القارية، وهذه هي:

(١) ترسيب الفتات الأرضي Terrigenous sedimentation

ويشتمل هذا النوع من الترسيب على رواسب عمليات التجوية والحت والنقل الصادرة من أنشطة المد والجزر، والأمواج والتيارات البحرية التي تتعرض لها الأرصفة القارية. وقد قام كل من: Stanley and Swift 1976, Burk and Drake 1974, Swift *et al.*, 1972 بتلخيص جميع ماكتب عن عمليات الترسيب الفتاتية القارية التي تأخذ مكانها على الأرصفة والحافات القارية الحديثة.

(٢) ترسيب الكربونات Carbonate sedimentation

ويشتمل هذا النوع من الترسيب على تكوين رواسب الكربونات في الأرصفة القارية. ويحدث ترسيب رواسب الجير في المياه البحرية القليلة العمق (Shallow marine-water) في وقتنا الحاضر على منصات بحرية (Marine platforms) من نوعين. تشكل الأولى منصات متصلة بالكتل الأرضية مثل تلك الموجودة في الساحل الجنوبي للخليج العربي (شكل ١٨٥) وفي جنوب ولاية فلوريدا، في الولايات المتحدة الأمريكية، وتكون الثانية عبارة عن منصات بحرية منفصلة عن اليابسة وهي شرفات مياه بحرية قليلة العمق ولكنها مرتفعة من أعماق محيطية (Oceanic depth) مثل منصة جزر الباهاما أو شِعَاب الجزر المرجانية الحلقية (Coral atolls) في المحيط الهادي. وقد وجد كلا النوعان في الماضي (Blatt *et al.*, 1980).



شكل (١٨٥). خريطة إيضاحية لتوزيع الرواسب في وقتنا الحاضر في الخليج العربي. (عن: (Emery, 1956

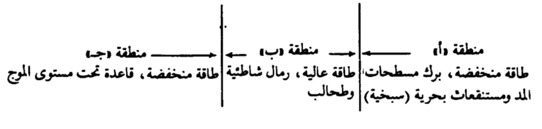
وأشار (Selley, 1976, 1982, 1985) إلى أن رواسب الرصيف الحديث تشتمل على ثلاثة أنواع من الرواسب، وذلك طبقًا لما نوه به (Curray, 1965) ، وهذه الرواسب هي كالتالي :

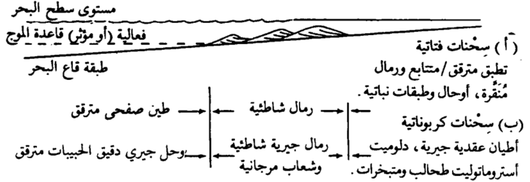
(أ) رواسب عصر البلايستوسين والتي أعيد ترسيبها لكي تكون في توازن مع بيئة المياه النشطة الحركة (Hydrodynamic environment) في وقتنا الحاضر.

(ب) الرواسب المتخلفة (Relict sediments) والتي لم تتغير ولم تتأثر بالظروف السائدة في وقتنا الحاضر.

(جـ) الرواسب المدفونة الآن تحت الغطاء الوحلي (Mud blanket).

ويظهر النوع الأول عامة من رواسب الرصيف القاري في مياه قليلة العمق (Shallow waters) ، وداخل منطقة الشاطيء (Inshore) ، بينما يحتفظ بالنوع الثاني وهي الرواسب المتخلفة والعديمة التغيير في المياه العميقة (Deeper waters) وبالقرب من الحواف القارية (Continental margins) . وتظهر الرواسب المدفونة تحت الطين والمتخلفة من عصر البلايستوسين بالقرب من فوهات الأنهار الرئيسة في المناطق التي تكـون فيها سرعات التيارات منخفضة أو معدومة، يوضح (شكل ١٨٦) أن هناك ثلاث مناطق بيئية رئيسة تأخذ محلها على الأرصفة الحديثة :

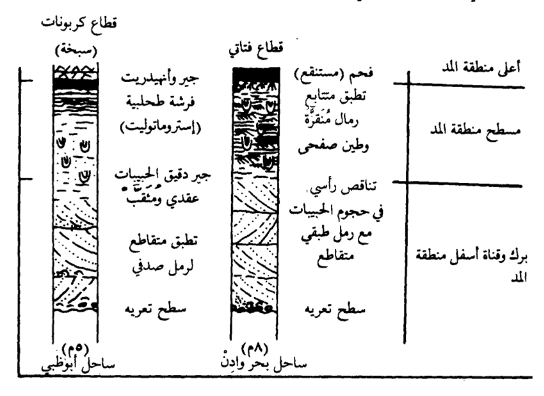




شكل (١٨٦). نموذج رسوبي لرصيف بحري. (عن: Irwin, 1965)

تقع منطقة (أ) بالقرب من الشاطيء وتحتوي على رواسب كل من رمل الحواجز (Sand bars) ورواسب مسطحات المد والجزر والبرك الشاطئية (Tidal flats and lagoons) وأيضًا رواسب السبخات الملحية (Salt marshes) والخُثّات (Peats). وتكون هذه المنطقة من بيئة الرصيف البحري هادئة أو منخفضة الطاقة (Low-energy zone) وذلك بسبب وفرة أجسام الحواجز الرملية (Sand bars) أو الشِّعاب (Reefs) خلفها وحمايتها من شدة نشاط الأمواج والتيارات البحرية. وتشكل هذه الرواسب امتدادًا متفرعًا من رواسب الحواجز الشاطئية (Barrier coasts)، (راجع ما سبق شرحه في هذا الموضوع). وقد ذكر سابقًا أن التتابع السحني في هذه المنطقة يكون ذا تناقص حجمي حبيبي كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع (Finining-upward sequence) وذلك بالنسبة لرواسب مسطحات المد والجزر والبرك الشاطئية. ويتحكم في سمك وحدات هذا القطاع الصخري مدى امتداد المد في المنطقة. وتتدرج رواسب مسطحات المد في الشواطيء الفتاتية الأرضية (Terrigenous coasts) من رمل كوارتزوز إلى طين وخث

سبخي. وتنشأ السبخات على امتداد الخطوط الشاطئية في سواحل المناطق القاحلة، كما هو الحال في منطقة الخليج العربي. وتُظهر هذه بالمقارنة تتابعًا تتدرج فيه أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع، حيث تتكون وحدة القاعدة الصخرية عامة من رمل جيري محاري (Skeletal carbonate sand). ويتدرج هذا في الاتجاه العلوي إلى أوحال جيرية (Carbonate muds)، وغالبًا ما تكون متدلمتة (Dolomitized) مع وجود طبقات درنية من الجبس أو الأنهيدريت (شكل ١٨٧). وتوجد أحيانًا بين رواسب هذه المنطقة الأستروماتوليت. وقد وصفت الرواسب الدورية القديمة لهذا النوع من السبخة في المناطق القاحلة في بحث (Wood and Wolfe, 1969).



شكل (١٨٧). مقارنة بين قطاعين لتتابعات مسطحات المد في سبخات البيئات القاحلة، والرواسب الفتاتية في ساحل بحر وادِنْ الألماني، وتشكل الكربونات في ساحل أبوظبي. (عن: Evans, 1970)

وتكون بيئات مسطحات المد والبرك الشاطئية المعزولة نسبيًا محمية من البحر المفتوح بواسطة المنطقة العالية الطاقة (High-energy zone) وهي المنطقة (ب) كما أشير

إليها في (الشكل ١٨٦). وربما تشغل هذه المنطقة بالجزر الواقية أو الحاجزة (Barrier islands) والتي سبق شرحها بالتفصيل تحت عنوان البيئات الانتقالية. أو قد يشغل هذه المنطقة بشكل بديلي شِعَاب صخرية (Rock reefs)، وأجسام رملية موجودة في بيئات بحرية قليلة العمق (Sand shoals). وربما تكون بيئة الرصيف العالية الطاقة بيئة تحاتية حيث تنشأ شرفة (Terrace) بحرية عبر طبقة صخرية، أو تكون بيئة توازنية حيث تهاجر الأجسام الرملية من وإلى الشاطيء بواسطة انجراف المد (Tidal scour)، ويندر أن تشكل هذه المنطقة بيئة ترسيب.

لمزيد من التفاصيل المتعلقة بِسِحَنْ الكاربونات في الأرصفة القارية راجع:
Wilson, (1975); Enos, (1983); Scholle *et al.*, (1983); Wilson and Jordan, (1983); Sellwood, (1986); Read, (1985); Collinson, (1986) and Boggs, (1995).

وقد درست بشكل كبير الأرصفة القارية العالية الطاقة الحديثة، وأحسن مثال على ذلك الرصيف القاري لشمال غرب أوروبا والذي قام بدراسته كل من: Belderson *et al.*, (1971); Kenyon and Stride, (1970); Stride, (1963). وتشتمل رواسب هذا الرصيف على رواسب مثلجية ومثلجية نهرية من عصر البلايستوسين. ولخص (Selley, 1976) أن هناك ثلاث سحنات يمكن تمييزها فوق الرصيف القاري. الأولى عبارة عن زلط يشغل أجزاءً من أرضية الرصيف حيث أزيح الرمل والوحل بواسطة نشاط تدفق تيارات المد (Tidal currents) وترك راسب الزلط المتُخلف والذي يسمى بالمصطلح (Lag gravel deposit). وتمثل هذه بيئة تحاتية، والثانية عبارة عن أحزمة أجسام رملية تقطع عبر طبقات زلط البحر وهذه تكون موازية لمحور تدفق المد. وتعتبر أجزاء أرضية الرصيف المغطاة بالرمل بيئات متوازنة. لأنه يتحرك فيها معظم الراسب من وإلى الشاطيء، ولكن ليس هناك ما يذكر من ترسيب الرمل بشكل إجمالي. ويكون الشكل الطبقي الشائع في هذه المناطق عبارة عن أمواج رمل وهي عبارة عن كثبان رمل كبيرة ترسبت تحت الماء. ويصل ارتفاع هذه الكثبان إلى ٢٠ مترًا، ويصل اتساع طول هذه الأمواج إلى واحد كيلومتر تقريبًا. ويظهر على سطح هذه الأجسام الرملية علامات نيم وكثبان أصغر حجمًا. وتحتوي هذه الأجسام الرملية بداخلها على تطبق متقاطع ويشار إلى هذه الكثبان المائية بأجسام رمل المد (Tidal

sand bodies) ، راجع كلاً من :

Houbolt, (1968); Stride, (1970); De Raaf and Boersma, (1971); Swett *et al.*, (1971); Reineck, (1971); Narayan, (1970); Johnson and Baldwin, (1986) and Walsh, (1987).

والنوع الثالث لراسب الرصيف القاري في شمال غرب أوروبا عبارة عن وصلات وحلية (Mud patches). وتتشكل هذه الأجسام الوحلية حيث تكون سرعات التيار منخفضة بشكل تام لكي تسمح لاستقرار الوحل من التعلق. وليس من الضروري أن تمثل هذه الرواسب الوحلية مناطق مياه عميقة. وقد قورن الرصيف الأوروبي بمثيله من الأرصفة الفتاتية الحديثة في العالم، ووجد تشكيل أجسام رمل المد للرصيف البحري في معظمها (راجع : Jordan (1962), Keller and Richards (1967) .

وتشغل بيئات البحر المفتوح والعميقة برواسب الطين الصفحي (Shales) أو الوحل الجيري (Micrites) ، ويرافق هذه الرواسب بنيات الترقق. وتمثل هذه البيئات منطقة (جـ) كما أشير إليها في (الشكل ١٨٦). وهي عبارة عن بيئة هادئة منخفضة الطاقة بشكل عام وذلك لعمق الماء وحيث تترسب الرواسب العالقة تحت مستوى تأثير قاعدة الأمواج.

وتظهر أرصفة الكربونات الحديثة (Modern carbonate shelves) تشكيلات عديدة مشابهة لتلك في أرصفة الفتات الأرضي (Terrigenous shelves). فعلى سبيل المثال يمكن تعريف ثلاث مناطق (شكل ١٨٥) من رواسب الوحل والرمل والزلط في الخليج العربي، وكما هو الحال في الأرصفة الفتاتية لشمال المحيط الأطلسي والتي سبق الحديث عنها. وتمثل رواسب السبخة رواسب مسطحات المد الممتدة داخل الشاطىء في حالة الخليج العربي.

وقد وصف تشكيل وأصل نشأة الرمل السرئي والصدفي (Oolitic and skeletal sands) الموجود في منصة رصيف الباهاما، في أبحاث كل من :

Newell and Rigby, (1957); Purdy, (1961, 1963); Imbrie and Buchanan, (1965) and Ball, (1967).

ويمكننا تلخيص ما سبق شرحه عن رواسب الأرصفة القارية الحديثة بقولنا إن بيئات هذه الأرصفة تحتوي على ثلاث مناطق وهي كالتالي :

١ ـ مناطق ترسيب الوحل وهي بيئة منخفضة الطاقة (وهذه قد تكون عميقة أو تكون محمية وقليلة العمق).

٢ ـ مناطق توازن أو ترسيب بطيء لرمل المياه القليلة العمق (Sand shoals) وتمثل هذه بيئة عالية الطاقة.

٣ ـ مناطق توازن أو حتّيّة والتي يوجد فيها الزلط وطبقة القاع.

كما أنه بالإمكان تمييز جميع هذه المناطق في كل من أرصفة الكربونات والفتات الأرضي، لمزيد من المعلومات عن هذا الموضوع راجع:

Selley, (1976, 1982, 1985); Scholle *et al.*, (1983); Read, (1985); Collinson, (1986); Walsh, (1987); Glasby, (1986); Selley (1985, 1990, 1994), Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

٢) بيئات شعابية Reef environments

قبل أن نبدأ الحديث عن البيئات الشِّعابية يجب معرفة ما هي الكائنات الحية أو المتعضيات (Organisms) التي تشارك في بناء الشِّعاب وما هي أنواع الشِّعاب المتشكلة عنها. لذلك تكون مناقشتنا لهذا الموضوع كالتالي:

(أ) الأحياء البانية للشِّعاب

هناك نمط خاص من الحياة يتطور في البيئات المائية وخاصة البيئة البحرية. ويشتمل هذا النمط الحيوي على تطور أنواع عديدة من المستعمرات اللافقارية في داخل المحيط المائي بشكل عام وفي المحيط البحري بشكل خاص وربما تشكل هذه الأحياء اللافقارية بنيات صخرية عضوية ذات شكل جبلي (Mount-shaped structures)، بُنِيَتْ من الإفرازات الهيكلية لهذه الكائنات الحية. ونتيجة لنمو هذه الإفرازات في أماكن وجود الكائنات الحية، تتراكم هذه النواتج وتتصلب وتبقى في محلها مشكلة ما يعرف بمصطلح الصخور الحيوية (Bioherms)، (Cummings, 1932)، وهي الصخور الشِّعابية أو البنية الصخرية العضوية ذات الشكل المرتفع من القاع ولكن تحت سطح الماء، والتي بنيت نتيجة النمو المكاني من الإفراز الهيكلي للأحياء الثابتة في أرضية المحيط المائي وتعرف هذه الأحياء باسم الأحياء اللاعنقية والمتطفلة (Sessile organisms). وهي أحياء تُثَبِّت نفسها في راسب القاع وتبقى في منطقة واحدة

خلال فترة حياتها وقد تكون متفرقة أو على هيئة مستعمرات. وتشكل هذه الصخور العضوية المتراكمة من الإفرازات الهيكلية لهذه الأحياء ما يعرف الآن بالشعاب (Reefs) وتُعرف الشِّعاب عامة بالبنيات الصخرية العضوية الصلبة والمقاومة للأمواج. وتبنى بشكل كبير من المرجانيات (Corals) ، (Yonge, 1973) وتضم الأحياء العالقة (Planktonic organisms) ، والتي تفرز أجزاء صلبة متكونة من كربونات الكالسيوم أو السليكا، كلاً من:

١ ـ فورامنيفر (Foraminifera) حيوان يفرز كلسيت المُنَخْرَبَات (الفورامنيفرا).

٢ ـ كوكو ليثيفوريدز (Coccolithiphorids) نبات يفرز كلسيت الكوكوليت.

٣ ـ راديولاريا (Radiolaria) حيوان يفرز سليكا الشعاعيات.

٤ ـ دياتومات (Diatoms) نبات يفرز سليكا الدياتوم (المشطورات).

وقد أشار (Jones and Endean, 1973) إلى تنوع الأحياء في الشعاب الحديثة.

ويستخدم مصطلح (Nonreef bioherm) للإشارة إلى التراكمات الصخرية الحيوية غير الشِّعابية. وتفتقد هذه التراكمات خاصية البِنْية الصلبة وتكون غير مقاومة للأمواج ومثال ذلك تراكمات المحاريات (Oysters) والطحالب القبيلية (Phylloid algae) والزنبقيات (Crinoids) والمرجانيات الشِّعابية (A hermatypic corals) .

وتشمل الأحياء البانية للشعاب والصخور الحيوية (القديمة وأحيانًا الحديثة) كلاً من: الطحالب الجيرية (Calcareous algae) ، والإسفنجيات الجيرية (Calcareous sponges) ، أو الحلقيات الفارزة أو المخرجة للجير (Lime-secreting annelids) ، والمرجانيات المتميئة (Hydrocorallines) ، والحزازيات (Bryozoans) وأنواع معينة من عضديات القدم من العصر البرمي (Permian brachiopods) ، وأنواع مختلفة من مرجانيات العصر القديم والأستروماتوليت (Paleozoic tabulate corals, tetracorals, and stromatoporoids) وأركيوسياثيدز من عصر الكامبري (Cambrian archeocyathids) .

ويستخدم المصطلح طبقات أحيائية (Biostrome) ، (Cumings, 1932) ، للإشارة إلى الصخور الشِّعابية أو التراكم الصفحي أو الغطائي (Sheetlike accumulation) للهياكل الحطامية (Skeletal debris) ، ومثال ذلك طبقات الأصداف (Shell beds) ، وطبقات الزنبقيات (Crinoid beds) ، وطبقات المرجان (Coral beds)

. وتمثل بعض الأستروماتوليت تراكمات صخرية حيوية أو صخور شِّعابية (Bioherms) والبعض الآخر تراكمات صفائحية (Biostromes) لصخور شعابية.

(ب) تصنيف الشِّعاب

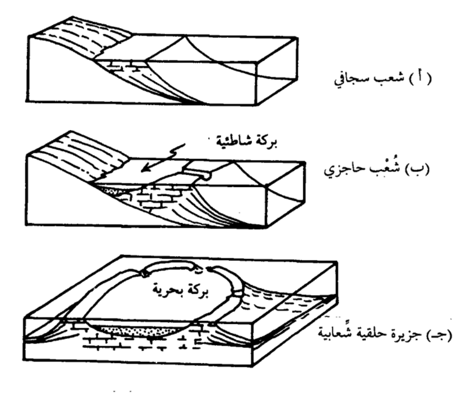
وعامة يمكن تصنيف الشِّعاب إلى مجموعتين كبيرتين:

١ ـ الشِّعاب المستطيلة Elongated reefs

ويشتمل هذا النوع على:

(أ) الشِّعاب السجافية (Fringing Reefs): وهي تكون متاخمة وملتصقة بكتلة اليابسة بالقرب من الشاطيء أو تكون متاخمة لجزيرة من الجزر في وسط المحيط، (شكل ١٨٧).

(ب) الشِّعاب الحاجزة (Barrier Reefs): وهذه تكون موازية لخط الشاطيء ولكن منفصلة عنه بوجود البرك الشاطئية بين الشُّعْب والشاطيء (شكل ١٨٨).



شكل (١٨٨). الأنواع الرئيسة للشعاب الموجودة في وقتنا الحاضر. (عن: Selley, 1978)

وأحسن مثال لهذا النوع من الشّعاب هو شُعْب الحاجز العظيم في أستراليا (Maxwell, 1968) .

وقد تكون شبه دائرية وتحوي بداخلها بركة شاطئية بحرية (Lagoon) وتسمى في هذه الحالة شُعب الجزر الحلقية المرجانية (Atoll) (شكلا: ١٨٨، ١٨٩).

٢ ـ الشّعاب المنفردة أو المنعزلة Isolated reefs

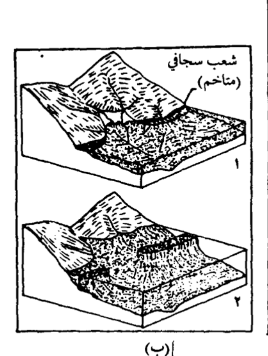
ويشتمل هذا النوع على:

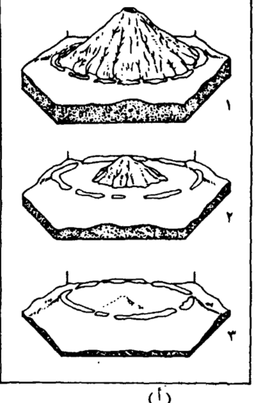
(أ) **الشّعاب القَرْنية (Pinnacle reefs)**: وهذه تكون منفصلة عن الشاطيء وذات نتوء رأسي يشبه تحدب الرمح أو القرن. ويصل ارتفاعها عدة أمتار فوق قاع البحر.

(ب) **الشّعاب المبعثرة أو القِطَعِيَّة (Patch reefs)**: وهذه تكون صغيرة الحجم ومنتشرة بشكل قطع على أرضية البحر وذات أقطار قصيرة المقاس (شكل ١٩٠).

(جـ) أصل نشأة الشعاب

لقد نوقش أصل نشأة الشّعاب المرجانية الحديثة في الأقاليم المدارية (Modern tropical coral reefs)، وخاصة الجزر الحَلَقِيَّة المرجانية (Atolls) أو الجزر المتكونة من أحزمة شِعابية مرجانية تحيط بركة شاطئية بحرية (Lagoon) في الوسط منذ أن نشرت نظرية تشارل دَارْوِن عن ظاهرة الانخفاض (Subsidence) في عام ١٨٣٧م (راجع: Darwin 1837, 1842, 1883, 1896) . فقد نوه دَارْوِن أن الشّعاب المرجانية تنمو وتزدهر وتتسع رقعتها في مياه البحار المدارية (Tropical seas) القليلة العمق. وأقترح دَارْوِن أنه تحت ظروف انخفاض تدريجي لمستوى سطح ماء البحر يمكن أن تنمو الشّعاب المرجانية السجافية بجزيرة ما أو بشاطيء اليابسة الرئيسة ويكون النمو في الاتجاه الرأسي (Grow upward) بسرعة تعادل سرعة انخفاض قاع البحر. وطبقا لنظرية دَارْوِن نستنتج من ذلك أنه إذا كانت هناك جزيرة مخروطية بركانية الأصل ومحاطة بشُعب وانغمرت نتيجة لثقلها تحت مستوى ماء البحر (Submerged) فإنها تدريجيًا تصبح صغيرة في الحجم وتتسع رقعة البركة الشاطئية البحرية (Lagoon) بشكل لاحق بين الشُعب والجزيرة. وربما في النهاية تختفي الجزيرة كلية وتمثل البركة البحرية محلها وتصبح محاطة بحلقة أو جزيرة مرجانية بيضاوية الشكل (شكل ١٨٩ أ).





(ب) (أ)

شكل (١٨٩). نظرية داروِن لمراحل تشكيل الجزر الشِّعابية والحواجز الشِّعابية:

(أ) جزيرة شعابية تشكلت نتيجة غرق جزيرة بركانية مخروطية:

١ - شعب سجافي ومتاخم لشاطيء كتلة اليابسة حيث ينمو حول مخروط بركاني.

٢ - ينمو الشعب في الاتجاه إلى أعلى كلما انغمر المخروط البركاني مكونًا شعب حاجزي.

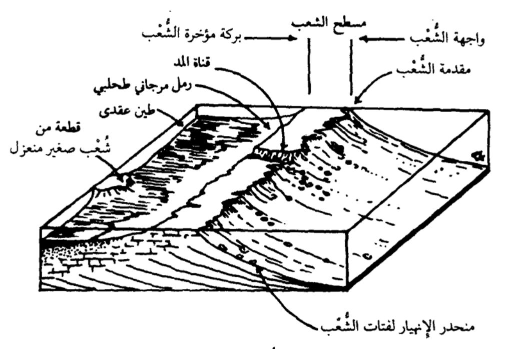
٣ - بشكل حدثي لاحق يصبح المخروط البركاني مغمور كلية تحت الماء ونتيجة لنمو الشُّعب تتشكل الجزيرة الشِّعابية في النهاية.

(عن: Shepard 1963, Longwell *et al.*, 1969)

(ب) يتشكل شُعب الحاجز نتيجة انغمار كتلة اليابسة تحت ماء البحر.

١ - ينمو الشعب السجافي بالقرب من خط الشاطيء.

٢ - عندما تنغمر كتلة اليابسة تحت ماء البحر ينمو الشُّعب في الاتجاه إلى أعلى مكونًا شُعب الحاجز ويكون منفصلًا عن خط الشاطيء بواسطة بركة الشاطيء المستطيلة. (عن: Strahler and Strahler, 1973)



شكل (١٩٠). التوزيع الجغرافي والسحني لِشُعْب عضوي حديث. (عن: Selley, 1976, 1982)

وإذا انخفض (Submerged) الشُّعْب الملتصق باليابسة في البداية فإنه ينشأ عن هذا الانغمار (Submergence) شُعْب حاجزي مستطيل (Elongated barrier reef) . ويأخذ الشُّعْب الحاجز وضعًا موازيًا لخط الشاطيء ويفصل بين الشاطيء والشُّعْب بركة شاطئية بحرية (Lagoon) (شكل ١٨٦ب) .

وبالرغم من مساندة وتأييد كثير من الباحثين لفكرة الانخفاض (Subsidence) التي أتى بها العالم دَارْوِن عن أصل نشأة الشِّعاب بأنواعها الثلاثة إلا أن اقتراحه الذي ينص على أن الأنـواع الثلاثة من الشِّعاب (الشِّعاب السجافية، الشِّعاب الحاجزة، وشِّعاب الجزر الحَلَقِيَّة المرجانية ـ Atolls) تشكل تتابعًا ذا نشأة واحدة، لم يلق تأييدًا مباشرًا من قبل كثير من الدارسين. فقد تصور دَارْوِن أنه أينما تنغمر أو تغرق (Sank) جزيرة مخروطية بسبب ثقلها تحت ماء البحر وتنمو الشِّعاب في الاتجاه إلى أعلى، عندئذ تشكل الأنواع الثلاثة من الشِّعاب تتابعًا متطور البنية. كما اقترح دَارْوِن إمكانية نمو شِّعاب الجزر الحَلَقِيَّة المرجانية (Atolls) من انخفاض سطح مسطح لجزيرة ما وبهذا لا يمر النمو خلال مراحل تشكيل الشِّعاب السجافية والشِّعاب الحاجزة. ولقد أشارت

الدراسات التفصيلية لجميع شِعَاب الجزر الحلقية المرجانية (Atolls) إلى أنّ هذا النوع من الشِّعاب ينمو على منصات طبقية دائرية (Circular platforms) أو رصيف مسطح دائري والتي كانت مبدئيًا مسطحة (أو قليلة الميل) ولكن ليست مخروطية على الإطلاق.

وكـان دالي (Daly 1910, 1915, 1919) المنافس الرئيس لافتراض دَارْون الذي ينص على أن أصل نشأة الشِّعاب يعود إلى غرق الجزر المخروطية. فأتى دالي بنظريته التي تشير إلى تحكم الجليد في أصل نشأة الشعاب فقد نوه دالي عن مصاحبة ذوبان الجليد لارتفاع مستوى منسوب البحر وهذا يعطي الأمواج قدرة على تسوية سطح أي شُعْب سجافي (Fringing reef) مكشوف مسبقًا. وعندما يرتفع بشكل لاحق مستوى سطح البحر عبر شُعْب مستوٍ جزئيًا فإنه بالإمكان أن يتشكل شعب حاجز (Barrier reef). وإذا كان الشُعْب المغمـور مكتمل الاستواء فإنه عندئذ يتشكل شُعْب الجزر الحَلَقِيَّة المرجانية (Atolls). وكما أسندت وثبتت نظرية الانخفاض (Subsidence) لِدَارْون من نشأة الشِّعاب الحديثة فقد ثبتت أيضًا نظرية ارتفاع وانخفاض مستوى البحر لدالي وأصبحت تشكل عوامل مهمة في أصل نشأة الشِّعاب الحديثة (Friedman and Sanders, 1978).

وقد روجعت مسائل تعريف وتصنيف الشعاب في أعمال كل من: Dunham, (1970); Braithwaite, (1973) and Heckel, (1974).

(د) خصائص بيئة الشِّعاب

(أ) تنمو معظم الشِّعاب الحديثة في بحار قليلة العمق وهي أكثر انتشارًا في الأقاليم المدارية (Tropical regions).

(ب) تتنوع عوامل الظروف التي تحدد نمو الشعاب فيها ولكن تتشكل الشِّعاب عامة بشـكل جيد في ميـاه يقل عمقها عن ٢٥ فاتـومًا، (١ فاتوم = حـوالي ٦ أقـدام، وهي وحـدة صوتية يقـاس بها عمـق الماء)، وملوحتها بين ٢٧ و٤٠ درجة لكل ألـف وحـدة قياسية، وحرارتـها نادرًا ما تنخفـض تحت ٢٠°م تقريبًا، (Shepard 1963b, p.351).

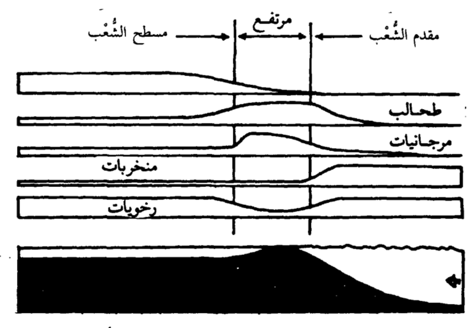
(جـ) حيث إنه أصبح مقبولاً لدى كثير من البحاث إمكانية تشكيل الشِّعاب العضوية تحت مياه تعكس معدلات واسعة النطاق من حيث مقياس العمق ودرجات

الحرارة ودرجات الملوحة المتنوعة، لذلك نجد إمكانية نمو شِّعاب الطحالب الجيرية والرخويات (Molluscs) في مياه البحيرات.

(د) يمكن أن تتكـون الشِّعاب البحرية تقريبًا من أي من الأحياء الجليسة اللافقارية (Sedentary invertebrates) والتي تفرز أكسيد الكالسيوم أو الجير (Lime). كما تستطيع المرجانيات النمو في مياه عميقة وباردة (Teichert 1958b, Maksimova 1972).

(هـ) بغض النظر عن كل ما سبق ذكره عن الظروف التي تتشكل فيها الشِّعاب، فإن معظم الشِّعاب الحديثة تنمو في مياه بحرية قليلة العمق ودافئة وصافية وتحتوي هذه على أحياء مرجانية بانية لِلشِّعاب بكميات جيدة (Selley 1976, 1982, 1994).

(و) هناك أنواع مختلفة للأحياء التي تساعد على بناء الشعاب (راجع ما سبق شرحه في فقرة ا) ومناطق تكاثر هذه الأحياء موضحة في شكل (١٩١).



شكل (١٩١). قطاع جانبي يوضح البنيـة التكوينية والمناطق البيئية لِشُعْب فلوريدا الحديث.
(عن: Ginsburg, 1956)

(ز) تقسم الشِّعاب الحديثة إلى ثلاث وحدات جغرافية مميزة (شكل ١٩٠) وهي كالتالي:

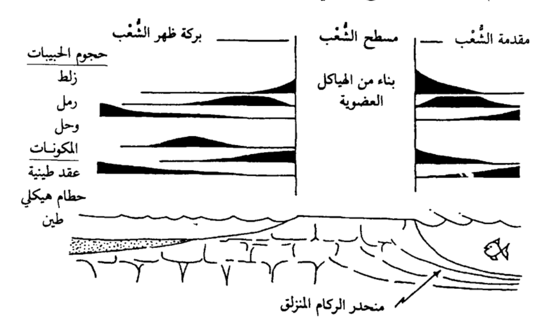
١ ـ واجهة أو مقدمة الشُّعْب (Fore-reef) أو (Reef front).

٢ ـ مسطح الشُّعْب (Reef flat).

٣ ـ ظهر الشُّعْب (Back-reef).

ويوضح (الشكل ١٩٢) ملخص القطاع العرضي لِشُعْب حديث ويظهر عليه الوحدات الجيومورفولوجية الثلاث ورواسبها المتنوعة. ويمكننا الآن أن نصف خصائص ومميزات الوحدات الثلاث لِلشُّعْب الحديث كالتالي:

١ ـ واجهة الشُّعْب: يعرف هذا الجزء من الشُّعْب بمقدمة الشُّعْب وهي حافة الشُّعْب المنحدرة في اتجاه البحر وتكون دائمًا مغطاة برواسب منحدرة من أعلى الشُّعْب ومتراكمة عند القاعدة، ويطلق عليها ركام شُعْبي (Reef talus). ويتكون المنحدر من حطام عضوي متكسر من مقدمة جسم الشُّعْب ويتدرج توزيع أحجام حبيبات هذا الحطام عبر المنحدر بمنهاج تناقصي في اتجاه عمق الماء أو في اتجاه البحر المفتوح. كما



شكل (١٩٢). قطاع جانبي يلخص الظواهر السطحية والرواسب في شُعْب حديث. (عن: Selley, 1978)

تتناقص درجة الانحدار في اتجاه البحر. وربما توجد بشكل مباشر عند قدم مقدمة الشُّعْب (أو قاعدته) كبب (Boulders) في المياه المتعمقة. ويتم تناقص أحجام حبيبات الراسب هنا من مُدَمْلَكَات ورواهص جيرية (Calcirudite) عند قدم المنحدر إلى رمل جيري (Calcarenite) ، ثم إلى وحل جيري (Calcilutite) عند أبعد عمق للمنحدر. ويَكُون الركام (Talus) مستعمر من قبل المرجانيات والطحالب الكلسية وأحياء لافقارية أخرى. والتي تساعد على تماسك كِسر الحطام بعضها البعض. ويعكس هذا الركام الشُّعْبي تطبقًا رديء الميل في اتجاه البحر ولكن ربما يحتفظ بهذا التطبق الترسيبي المائل في اتجاه البحر بسبب الإفرازات العضوية والتماسك الناشيء في هذا الركام الهابط أو المنزلق إلى أسفل المنحدر.

٢ ـ مسطح الشُّعْب: ويتمثل هذا الجزء في الشُّعْب نفسه والذي يتكون من صخور مقاومة من الهياكل العضوية الكلسية (Calcareous) ، والتي تشكلت من نواتج أو إفرازات الأحياء الثابتة في منطقة الشُّعْب والتي تشكل مستعمرة حيوية متطفلة (Sessile organisms). ويكون أعلى الشُّعْب مسطحًا (Flat) وذلك لعدم مقدرة الأحياء على تحمل العيش تحت الهواء لفترة طويلة. هذا بالإضافة إلى تآكل وتسوي السطح العلوي للشُّعْب بواسطة نشاط الموج وغالبًا يقطع الشُّعْب بقنوات موجهة في اتجاه البحر، تعرف بقنوات المد (شكل ١٩٠). وتصبح أحيانًا أعالي القنوات مفرطة النمو لتشكل ما يعرف بالأنفاق البحرية (Submarine tunnels). وتحتوي الشِّعاب الحديثة على حوالي ٨٠٪ مسامية أولية (Emery, 1956) ، وهذه موجودة بين مسامات الجسم الهيكلي. وتتناقص هذه النسبة من المسامية بشكل تدريجي مع مرور الزمن وذلك بسبب امتلاء المسامات بالوحل الجيري وأيضًا نتيجة عملية السمنتة المتأخرة وتشكيل المواد اللاحمة في الفراغات.

٣ ـ ظهر الشُّعْب: ويشكل ظهر الشُّعْب بمثابة الدرع أو الحامي للبركة البحرية القليلة العمق (Shallow water lagoon) من نشاط أمواج البحر المفتوح. ويغطي أرضية البركة الشاطئية البحرية وحل جيري في أجزائها العميقة ورمل في المناطق المضطربة والأقل عمقًا. وتتكون رواسب البركة الشاطئية من عقد كروية طينية جيرية (Faecal pellets) ، ورمل المُنَخْرَبَات (Foraminiferal sands) ورمل المرجانيات (Coral sands)

وطحالب كلسية مجتمعة مع رمال هيكلية (Skeletal sands) ووحل جيري. وربما تنتشر في منطقة البركة الشاطئية البحرية (Lagoon) قِطَعْ شِعَابيَّة (Patch reefs) غير منتظمة الشكل وبأحجام متفاوتة المقاسات ولكنها تكون عامة أصغر بكثير من الشُّعْب الرئيس. وتزداد أحجام الحبيبات عبر البركة الشاطئية البحرية في اتجاه الشُّعْب وتصبح في بعض الأماكن رصيصية (Conglomeratic) بسبب الحطام العضوي المتكسر من الشُّعْب والمنقول إلى داخل البركة بواسطة العواصف السائدة في المنطقة (Selley 1976, 1978).

(هـ) خصائص ومميزات عامة عن الشِّعاب

١ ـ يتحكم في الشُّعْب وتوزيع السُّحَنْ المشاركة له كل من التغييرات في مستوى البحر، والوضع التكتوني في منطقة الشُّعْب، والأحياء الموجودة في هذه المنطقة، ودرجة حرارة وملوحة وعمق مياه البحر في منطقة الشُّعْب.

٢ ـ إذا بقي مستوى البحر ثابتًا فإن الشُّعْب سيزحف في اتجاه البحر عبر ركام منحدرة كما هو الحال بالنسبة لشِعَاب عصر البرمي في غرب ولاية تكساس. وإذا ارتفع مستوى البحر ببطء فإن الشُّعْب سيرتفع بناؤه وبدون هجرة سِحْنِيَّة جانبية، أو أنه سيتقدم بناء الشُّعْب في اتجاه اليابسة عبر سُحَنْ البركة الشاطئية (Lagoonal facies) الموجودة خلف الشعب. مثال ذلك شِعَاب عصر الديفوني في استراليا (Playford and Lowry, 1966). إن أي ارتفاع سريع في مستوى البحر سيقتل الشُّعْب وذلك بسبب زيادة عمق الماء الكبير. وإن انخفاض مستوى البحر ببطء سيتسبب في هجرة الشُّعْب في اتجاه البحر، وفي الاتجاه السفلي. ويندر وجود مثل هذا التتابع لأنه عندما يتراجع (يتقهقر) خط الشاطيء فإن الشِّعاب القديمة تضمحل (تنهدم) نتيجة تجوية وحت الهواء لها. كما أن الانخفاض السريع في مستوى البحر سيقضي على الشُّعْب في الحال وذلك نتيجة انكشاف الشُّعْب المتزايد. ومن هنا يمكن أن ندرك أن التذبذب في مستوى البحر سيؤثر بشكل هام على المقاس الحجمي للشُّعْب وفي السحنات المرافقة له.

٣ ـ إن العامل الرئيس الثاني والمتحكم في شكل الشُّعْب الهندسي (Reef geometry) هو الوضع التكتوني في منطقة تكوين الشُّعْب، وهو في غاية الأهمية لأنه يتسبب في رفع طبقة البحر إلى قرب مستواه وهو العمق المناسب لتشكيل وبناء الشُّعْب عليها. وبشكل قاعدي فإن الشِّعاب تكون نموذجية البناء والنمو على الأرصفة

التكتـونية (Tectonic shelves) حيث يكـون الـترسيب بحـري غير عميق وخاليًا من الفتاتات المساقة من اليابسة. وبهذه الخلفية العريضة يمكن أن نميز أربعة أنواع شبه رُتَبِيّة رئيسة من الشِّعاب:

(أ) تتشكل الشِّعاب العادية عند حافة رصيف حيث تتدرج إلى حوض بحري عميق. وربما تتشكل على طول هذه التوجهات (Trends) وبشكل موازٍ لِشِعاب حاجزة (Barrier reefs)، أو تكون على صورة خطوط غير متصلة لقِطَع شِعَابية (Patch reefs). وربـما تكون حافة الرصيف عبارة عن صدع، وتبنى الشعاب على طول امتداد قمة مقطع الصدع (Fault scarp).

(ب) قد يكون الرصيف عميقًا جدًّا أحيانًا ولا يسمح بتشكيل الشُّعْب عليه لعمقـه، ولكن حركـة الترسيـب المصاحبة على القمم المتحدبـة (Anticlinal crests) تحضـر طبقة البحـر إلى العمق الكافي والمناسـب لكي يتطور بناء الشِّعاب عليها (Terry and Williams, 1969).

(جـ) وبشكل مماثل يمكن للثورانات البركانية التي تحدث على أرضية البحر أن تبني تراكمات من الحمم إلى أن يصل ارتفاعها إلى عمق مناسب حيث إنه قد تستعمر قممها بأحياء بانية الشِّعاب (Massa, 1965). وتمثل هذه الجزر الحَلَقِيَّة المرجانية (Atolls).

(د) الـوضـع الـرابع من الشِّعاب يوجـد على الأرصفة حيث تكون القِطَع الشِّعَـابية (Patch reefs) موزعـة بشكل غير منتظم فوق مساحة متسعة، ومثال ذلك طبقات الشِّعاب الموجودة على حافة الدرع الكندي (Lowenstam, 1950).

٤ ـ العامل الثالث والمتحكم في شكل الشُّعْب الحجمي الهندسي المصاحبة هو الأحياء البانية للشُّعْب وعمق الماء. فقد دلت السحنات المشاركة للشِّعاب القديمة بأنها تكونت بشكل عام في بيئات رصيفية قليلة العمق (Shallow shelf environments). وإذا صح أن الشِّعاب القديمة نمت في مياه قليلة العمق فإن نموها يجب أن يكون مقيدًا بشدة تذبذب أو تغيير مستوى البحر. ولا يمكن للأحياء الشِّعابية أن تبنى فوق مستوى سطح البحر حيث إنها تموت من التعرض المستديم للهواء. وبشكل مماثل لا يمكن أن تنمو عند عمق عظيم لكون الطحالب نبات لايعيش إلا في منطقة تتخللها

أشعة الشمس (Photic zone). ومن الأشياء المثيرة للتعجب والاستغراب هو وجود الشِّعاب بأعمار متفاوتة من عصر ما قبل الكمبري إلى يومنا الحاضر، ومع هذا تظهر جميعها تماثلاً في الأشكال الهندسية (Geometries) وفي الرواسب شِبْه السِّحْنية (Sub-facies). ولكن تتنوع أحياؤها مع اختلاف الزمن (Selley, 1978).

٥ ـ تظهر الشِّعاب ثلاثة خصائص غير عادية، وهذه بدورها تكون ذات أهمية قصوى لأنها تعكس تاريخ الشِّعاب بعد ترسيبها أو بعد تكوينها. هذه الخصائص كالتالي:

(أ) تتشكل الشِّعاب وبها نسبة عالية من المسامية الأولية.

(ب) تتصلب أو تتصخر الشِّعاب عند وقت تشكيلها، وتكون درجة الإحكام (Compaction) ضئيلة وبشكل بدائي تحتفظ بمساميتها الأولية.

(جـ) تتشكل الشعاب من معادن غير ثابتة كيميائيًا (من الكلسيت والأراجونيت بشكل شائع). وبشكل لاحق يمكن لهذه المعادن أن تتعرض لتغييرات كيميائية متنوعة بسبب التفاعلات مع محاليل المسام الدّوارة (Circulating pore fluids) وبشكل قاعدي يمكن أن نميز نوعين من التغييرات المابعدية (Diagenetic changes) في الشعاب: معدنية، ونسيجية. وتكون هذه التغييرات ذات علاقة متداخلة. مبدئيًا، تتغير المواد الهيكلية الأراجونيتية إلى كلسيت متعدد التشكل وثابت. وينتج عن هذا زيادة في الحجم الصخري وبشكل لاحق تناقص في المسامية والنفاذية (Hoskin, 1966)، أيضًا راجع ماسبق شرحه عن التغييرات المابعدية في صخور الكربونات ـ الفصل السابع. وأشار (Friedman, 1964) إلى أن هذه العملية تحدث بمعدلات مختلفة في مناطق مختلفة من معقد الشُّعْب، وذلك بسبب اختلاف حبات جسيمات الكربونات المتنوعة. وبشكل لاحق أو مصاحب لتغير معدن الأراجونيت إلى كلسيت، فربما تكون الكربونات غنية بمعدن المغنسيوم والمساق من ماء البحر والمتغير إلى دلوميت. وهذا سوف يحدث تقلصًا في الحجم الكلي للصخر (حوالي ١٣٪) وبشكل معاكس ينتج عن ذلك تكوين مسامية ثانوية في الصخر، وهي مسامية بين بلورات الدلوميت (Chilingar and Terry, 1964). وهناك صنف آخر من عملية النشأة المابعدية والتي تحدث في الشِّعاب، وهي عملية السلكنة أو التسلكن (Silicification)، وهذه غالبًا ما تشتمل

على الإحلال الاختياري لكثير من الأحافير (Newell *et al.*, 1953).

ويصاحب هذا التغير الكيميائي تعديل نسيجي لطراز الشُّعْب (Reef fabric) . فربما تنقص المسامية الأولية بعد فترة الترسيب بوقت قصير وذلك نتيجة تخلل (Infiltration) وحل الكربونات الناعمة والتي تكونت من تكسر فتات الطحالب الجيرية. وربما يتم تناقص المسامية من ملء الفراغات بالكلسيت المتبلور (Sparry calcite) والذي يصاحبه إعادة تبلور للهياكل الجيرية وتطور نمو الكلسيت. وتسبب جميع هذه التغيرات تناقصًا في المسامية، وغالبًا تهدم عملية الدَّلمتة (Dolomitization) المرافقة، جميع علامات الطراز العضوي الأصلي للشُّعْب. وبشكل متتابع ربما تتكون مسامية ثانوية نتيجة المحاليل المتدفقة على طول امتداد المكاسر (Fractures) ويرافق ذلك تكوين مسامية القوالب الحيوية (Biomoldic) ، والثقوب (Vugs). ويمكن أن نلاحظ مما سبق أن عملية النشأة المابعدية التي تحدث في الشُّعْب، عملية معقدة وهي عبارة عن دالة لكل من الأحافير الأصلية، والتكوين المعدني الصخري، وكيمياء السوائب التي تتحرك بشكل دائري ولاحق في داخل صخور الشُّعْب. كما سبق مناقشته في الفصل السابع، إن إعادة التبلور ربما تهدم بشكل كلي الطراز العضوي الأولي للشُّعْب. ثانيًا، بالرغم من أن الشِّعاب القديمة غالبًا تكون عالية المسامية، إلا أنه ربما لا تعطي النوعية وتوزيع المسامية أي علاقة بتلك المسامية التي وجدت عند وقت تكوينها.

٦ ـ تقع أهمية دراسة الشِّعاب وأصل نشأتها وعملية النشأة المابعدية بها لأن الصخور الشعابية غالبًا ما تكون مُتَمَعْدِنَة وتشكل خزانات مضيافة للنفط والغاز الطبيعي (راجع : Selley 1976, 1978) . ولمزيد من المعلومات المتقدمة في هذا الموضوع، راجع المراجع التالية:

Wilson, (1975); Selley, (1978, 1985, 1990, 1994); Friedman and Sanders, (1978); Reading, (1981, 1986); Raymond, (1995) and Boggs, (1995).

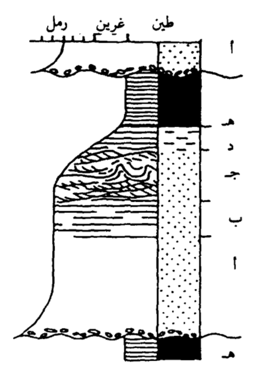
٣ ـ بيئات العَكْر

يطلق على رواسب العَكْر مصطلح (Turbidites) ، وتنتج هذه الرواسب من ترسيب تيار العَكْر أو الاضطراب (Turbidity current). ويشير تيار العَكْر إلى تيار عالي

الكثافة يتدفق تحت سطح مائي منحدر أو منتشر بشكل أفقي. ويتم ذلك عندما يلتقي جسمان من الماء ذوا كثافة مختلفة، فيميل جسم الماء الأكثر كثافة إلى أن يتدفق وينتشر تحت الجسم المائي الأقل كثافة. ويزيد من كثافة الجسم المائي ارتفاع نسبة الرواسب العالقة فيه. لذلك ربما يتدفق تيار العَكْر الغني برواسب رقائقية عالقة وذو كثافة عالية في اتجاه منحدر وينتشر تحت جسم ماء صافي ومنخفض الكثافة. ويتزايد وجود مثل هذه التيارات العَكِرَة في البحار وذلك بسبب الاختلافات المصاحبة في درجة كل من الحرارة والملوحة (راجع ماسبق شرحه عن تيارات العَكْر في الفصل الرابع، تحت عنوان رواسب تيارات العَكْر). ويطلق في كثير من الأحيان مصطلح الفِلِشْ (Flysch) على رواسب تيارات العكر. ويشير مصطلح رواسب الفِلِشْ إلى تتابعات سميكة لطبقات رمل متداخلة طبقيًّا (Interbedded) مع طبقات طين صفحي. وعامة تُظهر طبقات الرمل قاعدات تحاتية (Erosional bases) وتكون داخليًّا ذات تدرج حبيبي. ويحتوي الطين الصفحي على أحافير بحرية. (راجع كل من: Hsu 1970, Dzulinsky and Walton) 1965. ويعتقد كثير من الجيولوجيين أن رمل الفِلِش يتمثل في رواسب العَكْر (Turbidites). وأن كثيرًا من رمل الفِلِشْ ولكن ليس جميعها متمثلة في الجريواكي (Greywackes). ولذلك أصبح تبادل استخدام المصطلحات (Flysch) و (Turbidite) و (Greywacke) أمرًا شائعًا. وينتج عن هذا إساءة في استخدام أي منهم. لأن مصطلح الفلش يصف سِحْنَة من السِّحَنْ، ويشير مصطلح الجريواكي إلى بترغرافية صخر معين من الصخور، ويتضمن مصطلح العَكْر وصف الطريقة أو العملية التي ترسب بها راسب معين. وقد أوضحنا سابقًا أن راسب العَكْر (Turbidite) عبارة عن راسب ترسب بواسطة تيار العَكْر. والجريواكي عبارة عن رمل سيء التصنيف ويحتوي على كمية كبيرة من راسب الأرضية (Matrix) وبه كَلسيت متبلور (spar) أو كِسَر صخرية (Rock fragments).

خصائص ومميزات رواسب العَكْر

يوضح (شكل ١٩٣) قطاع عمودي نموذجي لراسب العَكْر والذي اقتبس من عمل (Bouma, 1962). ويوحي هذا القطاع إلى أن تعريف أو تمييز رواسب العكر تتم



شكل (١٩٣). تتابع سحني عام لوحدة رواسب العكر. تمثل الحروف الأبجدية خمسة وحدات سحنية مختلفة متعامدة التتابع. (عن: Bouma, 1962)

عن طريق معرفة مجموع عدة خصائص وليس من معرفة خاصية واحدة فقط. ويمكن من هذا القطاع الاستدلال على تواجد عدة بنيات رسوبية في رواسب العَكْر. ويلخص الجدول (٣٢) مجموع هذه البنيات الرسوبية والتي قام بإيضاحها وتعريفها (Pettijohn and Potter, 1964). ونوجز تفسير البنيات الرسوبية المرافقة لتيارات العكر كما فسرها كل من: Walker (1965), Harms and Fahnestock (1965), Hubert (1967) وهي كالتالي:

يقوم تيار العكر بحت وتشكيل أنواع متنوعة من البنيات الرسوبية على أسطح وحلية، ويتبع ذلك ترسيب رواسب العَكْر تحت ظروف تيارات فاترة (Waning currents). فترسبت وحدة «أ» المصمتة، وربما تكون قد ترسبت على هيئة كثبان مضادة (Antidunes) تحت نظام التدفق العالي (Upper flow regime). كما رسب تدفق الطلقة (Shooting flow)، الوحدة «ب» المترقفة، ورسب نظام التدفق المنخفض (Lower flow

جدول (٣٢). البنيات الرسوبية المصاحبة لرواسب العَكْر.

	سبب العملية	تأثير البنية
الزمن ↓	حت (تعرية)	تآكلات التيار مثال ذلك علامات الأبواق، القنوات، التآكل والملء. تآكلات الإعاقة المتشكلة في أسفل التيار من الحصوات والأصداف... إلخ. علامات الأداة مثل علامات الخطوط الناتجة من انتقال القِطَع الصغيرة على سطح القاع.
	ترسيب	تطبق متدرج. ترقق. ترقق متقاطع دقيق.
	تشوه	ترقق مشوه قوالب الحمل، هوابط، انزلاقات، تمزق، قواطع الرمل، براكين رملية

(عن: Pettijohn and Potter, 1964)

regime)، وحدة «جـ» ذات الترقق المتقاطع الصغير الحجم. وقد أعطى (Walker, 1965) عدة تفسيرات لطبقة الغرين المترققة «د» والموجودة في أعلى القطاع. وقد يشير ذلك إلى عودة تكرار تدفق الطَّلْقة ولكن حيث إن حجم الحبيبات أكثر نعومة في أعلى القطاع، فإنه من المحتمل أن تكون سرعة التيار الحقيقية أقل من تلك السرعة التي تسببت في ترقق الوحدة السفلية «ب». وتدل الوحدة الوحلية «هـ» في أعلى القطاع على إعادة انخفاض طاقة البيئة (أو هدوء البيئة) والتي كانت سائدة قبل استقرار راسب العَكْر. ومما يستحق تذكره أن تتابع البنيات السابقة يندر أن توجد مكتملة التطور في تتابع واحد من رواسب العَكْر. لأن التفسير السابق كان معتمداً على دراسة عدة تتابعات عَكِرَة.

وهناك دراسات ومناقشات مستفيضة عن نسيج رواسب العَكْر (Texture of turbidites) . وبالرغم من أن دراسة رواسب العَكْر القديمة تشير إلى أنها رواسب رديئة التصنيف وتحتوي على طين كراسب أرضية رئيس، فقد دلت الدراسة المجهرية (البتروغرافية) أن كثيراً من صخور الجريواكي هي في الواقع رواسب تيارات العَكْر، إلا أن رمل البحار العميقة الحديثة تدل على أنها رواسب عَكْر ولكنها غالبا ما تكون جيدة التصنيف وخالية من الطين (Hubert, 1964) . وقد اقترح (Cummings, 1932) أن رواسب العَكْر القديمة ربما ترسبت في الغالب كرمل نقي ولكن من الناحية المعدنية فهي غير ناضجة (Mineralogically immature) ، وقد تكون راسب الأرضية (الطين) في الرمل نتيجة عملية النشأة المابعدية وتفتت المعادن غير الثابتة كيميائيًا (مثل الفلسبار) . وتتراوح حجوم الحبيبات في رواسب العَكْر من الغرين إلى الرمل الحصوي . ويعود ترسيب الأنواع الخشنة إلى عملية متناصفة بين تدفق العَكْر وهابط الجاذبية (Gravity slumping) . ومن الناحية البتروجرافية فإن كثيراً من الرواسب العَكِرَة القديمة تكون جريواكي، بينما رمال البحر العميق الحديثة فهي عامة تكون عبارة عن كوارتزيت نقي . وقد عرف (Sturt, 1961) كوارتزيت نقي لرواسب عَكِرَة قديمة . كما وصفت رواسب عَكِرَة جيرية قديمة وحديثة، كما في جدول (٣٣) . ويشير هذا الجدول على تواجد رواسب العَكْر في بيئات ترسيبية متنوعة، وهي ليست مقتصرة على الصخور الرسوبية ولكنها وصفت من طبيقات الجابرو (Irvine, 1956).

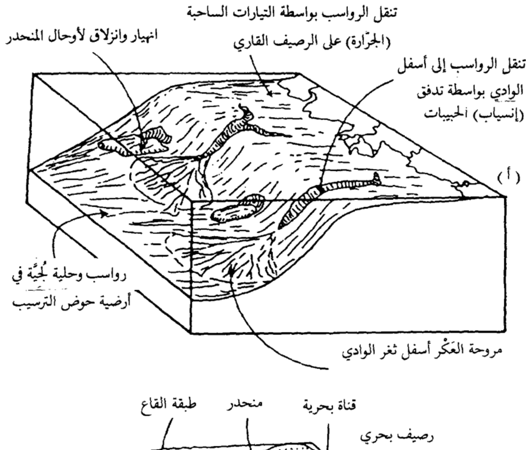
وقد تبين من دراسات حواف الأرصفة القارية الحديثة (Modern continental margins) . إن الجغرافية الطبيعية للبيئات العَكِرَة تشبه إلى حد كبير الوضع في الوديان الصحراوية والمراوح النهرية (Selley, 1978) . وأهم عناصر نموذج بيئات العَكْر متمثلة في حافة حوض ترسيبي تقطعه أنظمة قنوات بحرية . وتنتقل الرواسب إلى أسفل هذه القنوات بالإنزلاق (Sliding) ، والهبوط (Slumping) ، وإنسياب الحبيبات (Grain flow) ، أو تزحلقها (Gliding) وتندفع من فوهات القنوات كتدفقات عَكِرَة حقيقية . وتمتد رواسب العَكْر من أبنية المراوح البحرية (Submarine fans) مبتعدة إلى أطيان المناطق اللُّجِّيَّة (Pelagic muds) لقاع الحوض البحري (شكل ١٩٤ أ)، (Shepard 1971, Gorsline 1970).

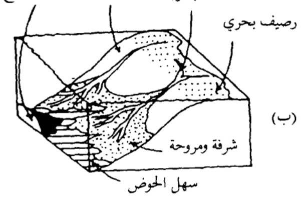
جدول (٣٣). تعدد البيئات المتواجد فيها رواسب العَكَر.

بيئات	حديثة	قديمة
أزقة بحرية (تكتنفها الأجراف)	Holtedahl (1965)	
بحيرات	Grover and Howard (1938)	Kuenen (1951)
دلتات	Selley (1978)	Selley (1978)
شعاب	؟	Carozzi and Frost (1966)
حواف أرصفة الكربونات	Rusnak and Nesteroff (1969)	Thomson and Thomasson (1964)
رواسب الفِلِشْ القديمة	Selley (1978)	
رمال أعماق البحار الحديثة		
طبيقات الجابرو (راسب ناري)	—	Irvine (1965)

(عن : Selley, 1978)

ويتضح من الشكلين السابقين أن حافة الرصيف القاري تقطعها قنوات بحرية. ومن المحتمل جدًا أن يقع مصدر هذه القنوات بالقرب من أفواه أنهار رئيسة أو حتى على مقربة من شواطيء ساحلية. فيستمر امتداد القنوات في الاتجاه السفلي عبر المنحدر القاري وتلقي بأحمال رواسبها على هيئة مراوح بحرية، تشبه إلى حد كبير المراوح النهرية التحت هوائية (البرية) (Subaerial alluvial fan) . وتنقسم القناة البحرية عند أعلى المروحة إلى معقد شعاعي من قنوات صغيرة والتي تكون غالبًا محاطة بشرفات (Levees) ، شكل (١٩٤ب). وتصبح هذه القنوات متعددة، وأقل عمقًا ومتسعة في أسفل المروحة. كما تحدث تغييرات في سحنات الراسب كلما اتجهنا إلى أسفل المروحة. فيترسب الرمل الخشن وأحيانًا الزلط في مناطق المروحة العليا، أي قرب المصدر، وتتناقص أحجام الحبيبات كلما اتجهنا إلى قاع المروحة حتى تصل إلى أوحال المناطق العميقة في أرضية حوض البحر، Shepard (1971); Dott (1974); Whitaker (1976); Kelling and Stanley (1976).





شكل (١٩٤). رسم توضيحي لبيئات رواسب العَكْر:

(أ) نموذج رسوبي لرواسب العَكْر وتوزيعها الجغرافي حول المنحدر البحري.
(عن: Selley, 1976, 1994)

(ب) التوزيع الجغرافي لرواسب العَكْر وعلاقته بحافة الرصيف القاري في ولاية كاليفورنيا. (عن: Hand and Emery, 1964)

وتظهر رواسب المراوح البحرية بخصائص ومميزات رواسب العَكَر (Turbidites) والتي سبق الحديث عنها. وفي كثير من الأحيان تكون القنوات البحرية مملوءة برواسب العكر وخاصة في أطراف نهاياتها المبتعدة عن الرصيف القاري. ولكن تحتوي أيضًا على رواسب عمليات ترسيبية أخرى. فقد تشغل أطرافها العليا بطبقات الحصى الكبير الهابطة وذات تعدد صخري (Hetrogenous)، وذلك إذا نشأت في مناطق صدع بحري.

وإذا كان الراسب في القناة البحرية عبارة عن رمل نقي منقول من منطقة نزح الشاطيء أو من فوهة نهر، فإنها في هذه الحالة تكون منقولة عن طريق عملية انسياب الحُبَيْبة (Grain flow process). وتعتبر هذه العملية، عملية متوسطة بين تدفق الكتلة (Mass flow) والتعكير الكثيف (Turbidite)، (Bagnold, 1966)، (راجع أيضًا مناقشة هذا الموضوع في الفصل الرابع تحت عنوان عمليات النقل بالجاذبية الأرضية). وقد وصف (Stauffer, 1967) البنيات الرسوبية المتشكلة في تدفقات الحبيبات. ولاتحتوي هذه الرواسب على التطبق المتدرج ولا على التطبق المتقاطع. وهي عبارة عن طبقات رملية مصمتة وبها حد فاصل علوي وسفلي. وربما توجد فتاتات مبعثرة في داخل الطبقة الرملية. وقد يوجد داخل هذه الطبقة المصمتة تطبق مطوي أو مجعَّد (Convolute bedding) خفيف المظهر. وعامة يوجد هذا الصنف من الرواسب مترسبًا على منحدرات شديدة الميل للدِّلت الرملية وحواف الأرصفة القارية، فهو ليس دائمًا مقصور الوجود في القنوات البحرية.

وربما تكون المنحدرات المشاركة لرواسب العكر ذات نشأة حركية (أو تكتونية) أو نزوح مهاجر (Accretional). فقد وجدت القنوات والمراوح البحرية عند أقدام الدِّلت الحديثة (مثل دِلْتا الرَّاينْ) وعند أقدام بنيات تكتونية مثل أسطح الصدوع البحرية وحواف الأرصفة القارية. وقد وصفت أمثال هذه البيئات ولكن القديمة منها في أبحاث كل من: (Mutti and Lucchi 1972, Van de Kamp *et al.*, 1974).

ويعطي تدرج الرواسب في اتجاه البحر لهذا النوع من المنحدر البحري تتابع سحني كالتالي: يوجد عند أعلى المنحدر سحنة رملية، وغالبًا ما تكون جيدة التصنيف وبها جلوكونيت وتحتوي أيضًا على كمية قليلة من الرمل الهيكلي (Skeletal sand).

وتكون هذه الطبقات ذات تطبق متقاطع أو ترقق متقاطع. وقد ترسبت هذه السحنة عن طريق تيارات الزحف (Traction currents) السائدة فوق الرصيف القاري. وعامة تمتد هذه السحنة بشكل مفاجيء في الاتجاه السفلي إلى سِحْنة ثانية تتكون من كميات متنوعة من رواسب تحت سِحَنيَّة مميزة، وهي كما يلي:

يتكون راسب تحت السِّحْنة الأولى من طين مترقق وغرين ترسب من التعلق في مياه عميقة هادئة في منطقة المنحدر. وتميل رواسب هذا المنحدر إلى أن تهبط وتنزلق بسبب ارتفاع تشبعها بالماء وحالتها غير الثابتة (Klein *et al.*, 1972). وتقطع أطْيان المنحدر الصفائحية عبر كميات متنوعة من راسب شبه سِحَني آخر. وهو عبارة عن الرواسب التي تملأ الأخدود البحري (Canyon) والذي يعرف برواسب ملء القناة البحرية (Valley fill deposits). ويتكون هذا بشكل كبير من رواسب رملية مع كميات قليلة من الرواهص وكميات ضئيلة من الطين الصفحي. ويشكل الرمل طبقات سميكة وذات قواعد تحاتية (Erosional bases). ويندر أن تكون هذه الطبقات الرملية متدرجة الحبيبات وغالبًا ما تكون عديمة البنية الرسوبية وذات تطبق هابط (Slump-bedded)، وتحتوي على فتاتات أو كِسَر متفرقة الوجود وبها كتل صخرية هابطة. ويعود ترسيب هذه الرمال إلى عمليات كل من انسياب الحبيبات، والهبوط والانـزلاق والتزحلق (والتي سبق مناقشتها)، إلى أسفل الوديان البحرية (تحت تأثير الجاذبية) والمقتربة من حالة تدفق العَكْر الحقيقي المتشبع بالماء، والتي تعرف أحيانًا بالمصطلح فيض العِكَارات (Fluxoturbidites)، راجع الشرح في الفصل الرابع تحت عنوان عمليات النقل بالجاذبية.

وتمر هذه السحنة متجهة إلى أسفل إلى رواسب العَكْر الحقيقية للمراوح البحرية الموجودة عند أقدام القنوات. ويظهر هذا الانتقال من تناقص في حجوم الحبيبات، والإقْلَال في سُمْك الطبقات، وزيادة في التطبق المتدرج، وكثرة تداخل وحدات الطين الصفحي بين طبقات الرمل. وفي نفس الوقت تصبح القنوات أكثر اتساعًا وأقل عمقًا. وقد وُصِفَ مثل هذا الانتقال السِّحَني من راسب القناة إلى راسب المروحة في أبحاث كل من: (Burke 1972, Mutti and Lucchi 1972).

وتتدرج سِحْنَات الرمل والطين الصفحي للمروحة في الاتجاه السفلي إلى رواسب

العَكْر المبتعدة وذات التطبق الأقل سُمْكًا (Thinner bedded) مع تزايد كميات الأوحال دقيقة الحبيبات في المناطق البحرية اللُّجِيَّة، والتي تعرف بـ (Fine-grained pelagic muds) . المستقرة في قاع الحوض ومبتعدة عن صعود المنحدر.

ويمكننا تلخيص مفهومنا عن النموذج الرسوبي لرواسب بيئات العكر والرواسب المرافقة معها في حافة منحدر الرصيف القاري كالتالي:

(١) توجد رواسب بيئات العَكْر على حواف الأرصفة القارية الحديثة وعند مقدمات رواسب الدلتا.

(٢) يمكن تمييزها في الرواسب القديمة في التتابعات الصخرية المتصاعدة من رواسب أوحال المناطق البحرية العميقة المارة في الاتجاه العلوي خلال رواسب العَكْر إلى رواسب مالئة القنوات البحرية، المعروفة بـ (Fluxoturbidite channel) ، وسِحْنات الطين الصفحي الهابط والموجود في بيئة المنحدر.

(٣) يعلو هذا التتابع من رواسب العَكْر رواسب تيارات الزحف الموجودة فوق منصة طبق الرصيف القاري (Selley 1976, 1978, 1982).

ولا يحتمل وجود خزانات البترول في أجسام رمال البحار اللُّجِيَّة المشكلة لسِحْنات الفِلِشْ أو رواسب العَكْر وخاصة عندما تتعرض لحركات بناء الجبال (Orogenesis) في الأحواض الأرضية أو القعائر العظمى (Geosynclines). لأن بداية عملية التحول (Metamorphism) الصادرة من تلك الحركات الأرضية، تهدم (تمحي) المسامية الموجودة في هذه الرواسب، كما تمحي أو تقضي على تجزؤ مركبات الكربون المتميئة (Hydrocarbons) إن وجدت. كما يساعد التشويه البنائي (Structural deformation) المرافق لهذه الحركات على تسرب السوائب الموجودة في مسامات هذه الرواسب.

ولكن إذا وجدت رمال البحار اللُّجِيَّة في مناطق عديمة الحركات المؤدية إلى التجبُّلْ أو بناء الجبال (Orogeny) وتشويه القشرة الأرضية، فإنها غالبًا ما تكون منتجة للنفط والغاز بكميات كبيرة وخاصة إذا وجدت هذه الرواسب عند مقدمة الدِّلت أو في أحواض محاطة بصدوع مع محدودية في الحركة الدائرية لمياه البحر (Restricted marine circulation) . وفي هذه الحالة ربما تصبح أوحال أرضية الحوض البحري

اللُّجي (Pelagic mud) كطبقـات مصدر (Source beds) التي ينتج منها النفط والغاز وبالإمكان أن تهاجر مركبات الهيدروكربون في اتجاه أعلى المنحدر خلال رمال مروحة العَكْر والتي تتداخل معه. وربما يحجز النفط والغاز في مصائد بنائية (Structural traps) وبشكل طبقي حيث تكون رمال القنوات البحرية مغلفة (Sealed) في أعلى الميل بأطيان المنحدر غير المنفذة (Impermeable) . وتشكل الرمال اللُّجيَّة في حقول بحر الشمال من عصر الباليوسين مناطق منتجة للنفط والغاز (Selley 1976, 1978, Parker 1975) .

لمزيد من المعلومات المتقدمة بشأن هذا الموضوع راجع :

Stow, (1985, 1986); Reading, (1986); Boggs, (1995); Selley, (1985, 1990, 1994); Raymond, (1995); Howell and Normark, (1982); Mullins and Cook, (1986) and Kennedy, (1987).

٤ ـ بيئات لُجِّيَّة

يستخـدم المصـطلح (Pelagic sediments) عنـد الإشـارة إلى رواسب المناطق البحرية اللُّجية. وتكـون هذه الرواسـب متعددة التكوين المعـدني (Extremely heterogeneous) وتنتج من عدة عمليات ترسيبية. وتترسب الرواسب اللُّجية من المواد العالقة في المياه التي تعلو هذه المناطق ويحدث الترسيب في غياب أي من النشاط التياري الرئيس، حيث يسود الهدوء أغلبية هذه البيئة. وتتكون رواسب الوحل اللُّجي بشكل رئيس من متبقيات الهياكل العضوية وأحياء دقيقة. وتعرف هذه الرواسب عامة بالرزغ الجيري (Oozes) أو رزغات لُجِّيَّة (Pelagic oozes) . وتعرف الرواسب المنقولة من خارج منطقة الترسيب والتي ترسبـت بواسطـة نشـاط تيار القاع، وأجسـام الثلج الطافية (Ice bergs) وغـيرهـا بالـرواسب الأرضية (Terrigenous sediments) . وتكون هذه أكثر خشـونـة من الرواسب اللُّجيَّة وتجمع الرواسب المترسبة من تأثير الجاذبية تحت اسم رواسب الجاذبية والتي تشمل كل من رواسب تساقط الصخور (Rock fall deposits) ، وراسب الهبوط والانزلاق، ورواسب القنوات والمراوح البحرية (المعروفة برواسب عَكْر مختلفة (Fluxo-turbidites) ، ورواسب العَكْر (Turbidites) ، (Stanley 1970, De Raaf 1968) . وهناك نوع انتقالي من رواسب نصف لُجيَّة والتي يطلق عليها المصطلح (Hemipelagic sediments) وهي عبارة عن وحل أسود تقع أحجام حبيباته بين رواسب

البحار اللُّجيَّة الفائقة عن الأحجام الناعمة (Ultra fine-grained)، والرواسب الأرضية الخشنة. ومحليًا يشكل الترسيب الكيميائي والكيميائي الحيوي عامل ترسيب مهم في الرواسب البحرية اللُّجيَّة، حيث يساعد في ترسيب كل من المنجنيز والحديد والفوسفور وغيرها، (Reineck and Singh, 1975).

وقد درست الرواسب اللُّجيَّة العميقة الحديثة من قِبل كثير من البحاث، أمثال:
Arrhenius, (1963); Riedel, (1963); Mero, (1965); Kukal, (1971); Cook and Enos, (1976); Inderbitzen, (1974); Hsu and Jenkens, (1974); Lisitzen, (1972); Stow and Piper, (1984); Apel, (1987) and Boggs, (1995).

ويمكن عامة تصنيف الرواسب اللُّجيَّة الحديثة إلى الأنواع التالية:

(أ) رواسب أرضية Terrigenous sediments

المتكونة من رواسب طينية دقيقة (Argillaceous) ورمال لُجِّية التي قد تكون من رواسب العَكْر، وتتواجد هذه الرواسب بالقرب من القارات.

(ب) رزغ جيري Calcareous oozes

عبارة عن رزغات جيرية، تتكون بشكل كبير من محاريات الأحافير الدقيقة. وربما تميز نوعان من هذه الرزغات: رزغ البتروبودا (Pteropod ooze) المتكونة بشكل كبير من محاريات الأراجونيت للرخويات (Molluscs)، ورزغ الفورامنيفرا (Foraminiferal ooze) المتكونة بشكل كبير من أغلفة الفورامنيفرا الكلسية (Calcitic foraminferal tests) وغالبًا تكون من الجلوبيجيرينا (Globigerina).

(جـ) رزغات سليكونية أو رزغ سليسي Siliceous oozes

المتكونة من هياكل الدياتومات (Diatoms) والشعاعيات (Radiolaria).

(د) الطين الأحمر أو البُنِّي Brown or red mud

عبارة عن أوحال حمراء إلى بُنِّية داكنة والتي يعتقد أنها تشكلت من دقائق الغبار المحمولة بالرياح من الصحاري القارية واستقرت في المحيط، هذا بالإضافة إلى ذرات الرماد البركاني والفتاتات الدقيقة الأرضية والتي تحملها الرياح أيضًا وتلقي بها في البحار.

(هـ) رواسب المنجنيز Manganiferous deposits

عبارة عن رواسب ذات نشأة مابعدية الأصل (Diagenetic in origin) عوضًا عن أصل ترسيبي. وتظهر هذه الرواسب بأسطح متآكلة وعلى هيئة عُقَيْدات (Nodules) غنية بالمنجنيز. وتحتوي عُقَيْدات المنجنيز على بنية دائرية مركزية (Concentric structure)، تشير إلى تقطع عمليات الترسيب. وبشكل محلي يكون لهذه الرواسب قيمة اقتصادية مهمة. وعامة تتكون السحنات الرسوبية المميزة للبيئة اللُّجيَّة (Pelagic environment) من طبقات متداخلة (Interbedded) من طبقات ظر شعاعية مترققة (Laminated radiolarian cherts)، وطبقات طين جيري (Micrites) وطبقات طين صفحي أحمر وغني بالمنجنيز. وقد ترسبت هذه المجموعة من الرواسب أثناء المراحل المبكرة لتكوين دورة حوض الترسيب ذات الحجم الكبير (Geosynclinal cycle) والمشاركة مع تكوين وسائد اللاَّبة البركانية (Pillow lavas). وتعلو فوق الرواسب اللُّجيَّة سحنات الفِلِشْ أو رواسب العكر (شكل ١٩٤). وقد وصفت الرواسب اللُّجيَّة القديمة في أبحاث كل من: Garrison and Fischer, (1969); Aubouin, (1965) and Wilson, (1969).

وبشكل تقريبي يتطابق توزيع الرواسب المتنوعة للبحار اللُّجيَّة الحديثة مع مقياس العمق. فمثلاً يتم ترسيب الطين الأحمر في معظم المناطق العميقة جدًا في المحيطين الهادي والأطلسي، وتتكون رزغات الشعاعيات (Radiolarian oozes) في مياه أقل عمقًا من ٤٥٠٠ متر تقريبًا، ويقع تشكيل رزغات الفورامنيفرا الكلسية على أرضية المحيط بين ٤٥٠٠ متر و ٣٥٠٠ متر، وتوجد فوق هذه النقطة من العمق رزغات الأراجونيت لكل من البتروبودا والفورامنيفرا. ويتحكم في توزيع تكوين هذه الرواسب عبر مستويات العمق البحري كل من معدل السرعة في الترسيب ومعدل السرعة في تحلل مكونات الأحافير المكونة لهذه الرواسب. ومن ثم مع زيادة العمق، يُظهر تتابع هذه الرواسب (الأراجونيتية، والكلسية، والسليسية، والوحلية) زيادة في ثباتهم الكيميائي. ويعتبر معدل سرعة تحلل هذه المعادن دالة لكل من معدل سرعة دفنهم، ودرجة حرارة المياه المحيطة بهم، وحالة تشبعهم بالمواد الكيميائية المتنوعة، والضغط الساكن المتميىء (Hydrostatic pressure) في منطقة الترسيب.

وتمتاز سِحْنات الرواسب اللُّجيَّة بوجودها غالبًا في تتابعات أحواض الترسيب القديمة (Ancient geosynclines) ، وأيضًا تظهر مشتركة مع نشاط بركاني (Garrison, 1974) . يتكون هذا النشاط البركاني من وسائد اللاَّبة (Pillowlavas) ، والأسبليت (Spilites) ، والبازلت، والسربنتين، وهذه تعرف بمجموعة الأفيوليت (Ophiolitic Suite) .

ويمكننا تلخيص مفهومنا عن الرواسب اللُّجيَّة كالتالي:

تضطجع تتابعات العَكْر (الفِلِش) غالبًا فوق سحنات مميزة للرَّواسب اللُّجيَّة والتي يمكن تمييزها في صخور بمختلف الأعمار وفي مناطق متعددة في العالم. وتتكون سحنات الرواسب اللُّجيَّة من أحجار جير دقيقة الحبيبات، وأطْيان صفحية ومَرْلات (Marls). وأحيانًا تكون أحجار جير حمراء ومتدرنة. وتكون مرافقة مع ظر شعاعي (Radiolarian cherts) وأحيانًا مشاركة مع رواسب بركانية بحرية. وتمثل الأحافير المصاحبة بيئات مياه بحرية عميقة. ويندر بشكل عام وجود أحافير البنثونيت (Benthonic fossils) . وتشير البنيات الرسوبية في هذه الرواسب إلى تغيب أي نشاط تياري قوي من منطقة الترسيب. وبشكل عام تُظْهر تتابعات هذه السِّحَنْ قليلاً من التوقفات الطبقية (Stratigraphic breaks) وتكون أقل سُمْكًا من السِّحْنَات القريبة منها والمتساوية معها في العمر الزمني.

ويبدو أن هذه الصخور قد ترسبت ببطء في بيئات بحرية عميقة،وتحت منطقة اختراق أشعة الشمس (Below photic zone) وبعيدة عن المناطق التي يسودها النشاط التياري القوي (المراجع: Selley 1976, 1978).

ولمزيد من المعلومات المتقدمة في هذا الموضوع على طالب الدراسات العليا مراجعة المراجع الآتية:

Reineck and Singh, (1975); Selley, (1978, 1985, 1990, 1994); Friedman and Sanders, (1978); Blatt *et al.,* (1980); Reading, (1981, 1986); Leggett, (1985); Boggs, (1995) and Raymond, (1995).

المراجـع

● المراجع العربية ● المراجع الأجنبية ● مراجع إضافية

أولاً: المراجع العربية

ابن سينـا، أبـو علي الحسـين (١٩٦٥م). *كتـاب الشفاء، المعادن والآثار العلوية*. القاهرة: المؤسسة المصرية العامة للتأليف والنشر.

البيروني، أبو الريحان محمد بن أحمد (١٩٥٨م). *تحقيق ماللهند من مقولة مقبولة في العقل أو مرذولة*. حيدر آباد: الدكن، دار المعارف العثمانية، الهند.

حسن، محمـد يوسف؛ شريف، عمـر حسـين؛ النقاش، عدنان باقر (١٩٨٣م). *أساسيات علم الجيولوجيا* Wiley Arabook. نيويورك، ٥٥٠ صفحة.

الحمدان، عبدالله العقيل (١٩٧٥م). *الصخور الرسوبية*. مطبعة مؤسسة الجزيرة، الرياض: المملكة العربية السعودية، ٤٠٣ صفحة.

الكرخي، أبو بكر محمد بن الحسن بن الحاسب (١٩٤٠م). *أنباط المياه الخفية*. حيدر آباد: مطبعة دار المعارف العثمانية، الهند.

مشرف، محمد عبدالغني؛ إدريس، الطاهر عثمان (١٩٩٠م). *قاموس مصطلحات الـرسوبيات المصـور*. مطابع جامعة الملك سعود، الرياض، المملكة العربية السعودية، ٢٤٣ صفحة.

مشرف، محمد عبدالغني؛ إدريس، الطاهر عثمان؛ وعوض، حسين سالم (١٩٩٣م). *تطبيقـات في الجيولـوجيا العـامـة*. دار المـريخ: الـرياض، المملكـة العربية السعودية، ٦٤٦ صفحة.

مشرف، محمد عبدالغني (تحت الطبع). *أساسيات علم الأرض (الجيولوجيا الفيزيائية)*. دار المريخ: الرياض، المملكة العربية السعودية.

النجار، زغلول؛ والدفاع، عبدالله (١٩٨٨م). *إسهام علماء المسلمين الأوائل في تطور علوم الأرض*. مكتب التربية العربي لدول الخليج العربية.

ثانيًا: المراجع الأجنبية

Adachi, M.; M. Yamamoto, K. and Sugisaki, R. (1986). Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific. *Sed. Geol.* 47, 125-148.

Addis, M.A. and Jones, M.E. (1986). Volume changes during disgenesis. *Marine and Petrol Geol.* 2, 241-246.

Ager, D.V. (1963). *Principles of Paleoecology*. McGraw-Hill, New York, 371p.

Ahlbrant, T.S. and Fryberger, S.G. (1982). Eolian deposits in "Sandtone depositional Environments" (P.A. Scolle, Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 31, 11-48, Tulsa.

Aharoni, E. (1966). Oil and Gas Prospects of Kurnub Group (Lower Cretaceous) in South Israel, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 50, 238-2403.

Al-Laboun, A.A. (1986). Stratigraphy and hydrocarbon potential of the Paleozoic succession in both the Tabuk and Wildayan basins, S. Arabia. In "Future Petroleum Provinces of the World" (M.T. Halbouty, Ed.), *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 40, 373-398pp.

Allen, J.R.L. (1962). Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire England. *J. Sed. Petrol.*, 32, 657-697.

Allen, J.R.L. (1963a). Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid coset of cost-strata, *Liverpool and Manchester Geol.* 2, pp. 187-236.

Allen, J.R.L. (1963b). The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology,* 2, pp. 93-114.

Allen, J.R.L. (1964a). Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin, *Sedimentology,* 3, pp. 89-108.

Allen, J.R.L. (1964b). Studied in fluviatile sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin, *Sedimentology,* 3, pp. 163-198.

Allen, J.R.L. (1965). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments, *Sedimentology,* 5, No. 2, pp. 89-191.

Allen, J.R.L. (1966) On bedforms and Palaeocurrents, *Sedimentology,* 6, pp. 153-190.

Allen, J.R.L. (1968a). The nature and origin of bed-form hierarchies, *Sedimentology,* 10, pp. 161-182.

Allen, J.R.L. (1968b). On criteria for the continuance of flute marks, and their implications. *Geologie Mijnb,* 47, pp. 3-16.

Allen, J.R.L. (1968c). *Current Ripples,* Amsterdam, North-Holland, Pub. Co., 433p.

Allen, J.R.L. (1969). Some recent advances in the physics of sedimentation. *Proc. Geo. Assoc.,* 80, pp. 1-42.

Allen, J.R.L. (1970a). The systematic packing of prolate spheroids with reference to concentration and dilatency. *Geologie Mijnb,* 49, pp. 211-220.

Allen, J.R.L. (1970b). *Physical Processes of Sedimentaiton,* Allen and Undwin, London, 248p.

Allen, J.R.L. (1971a). Some techniques in experimental geology. *J. Sed. Petrol.,* 44, pp. 695-702.

Allen, J.R.L. (1971b). Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. *Sedimentary Geol.* 5, pp. 167-385.

Allen, J.R.L. (1985a). "Principles of Physical Sedimentology." George Allen & Unwin. London, 272pp.

Allen, J.R.L. (1985b). Loose boundary hydraulics and fluid mechanics: selected advances since 1961. In: *Sedimentology Recent Advances and Applied Aspects.* (P.J. Brenchly and B.P.J. Williams. Eds). pp. 7-30. Blackwell, Oxford.

Allen, J.R.L. (1986a). Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sed. Geol.* 46, 67-76.

Allen, J.R.L. (1986b). On the curl of desiccation polygons. *Sed. Geol.* 46, 23-32.

Allen, J.R.L. and Friend, P.E. (1968). Deposition of the Catskill facies Appalachian region: *Spec. Pap. Geol. Soc. Am. No.* 206, pp. 21-74.

Allen, J.R.L. and Banks, N.L. (1972). An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding, *Sedimentology,* 19, No. 3/4.

Allen, Percival (1976). Origin of the Hastings facies in north-western Europe, *Proc. Geol. Assoc.* 78, pp. (27-105).

Allen, P.A. and Collinson, J.D. (1986). *Lakes.* In Sedimentary Environments and Facies (H. G. Reading. Ed.). 2nd edition, pp. 63-94. Blackwell, Oxford.

Allen, R.C., Gavish, E., Friedman, G.M. and Sanders, J.E. (1969). Aragonite-

cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay, *J. Sed. Petrol* 39, pp. 136-149.

Ameral, E.J. and Pryor, W.A. (1977). Depositional environment of the St. Peter Sandstone deduced by textural Analysis, *J. Sed. Petrology,* 47, pp. 32-52.

Amstutz, G.C., and Bubinicek, L. (1967). Diagenesis in Sedimentary mineral deposits, In: *Diagenesis in Sediments* (Larsen and Chilingar, Ed.), pp. 417-475. Elsevier, Amesterdam.

Anderton, R. (1985). Classic facies models and facies anaylsis. *In: Sedimentology:* Recent Advances and Applied Aspects (P.J. Brenchley and B.P.J. Williams, Eds.), pp. 31-48.

Andrews, J.T., and Smith, D.I. (1970). Statistical analysis of till fabric methodology, local and regional variability, *Quar, geol. Soc. Lond,* 125, pp. 503-542.

Anketell, J.M., Cegle, J., and Dzulynski, S. (1970). On the deformational structures in system with reversed density gradients, *Am. Soc. Geol. Pologne,* 40, pp. 3-30.

Apel, J.R. (1987). Principles of Ocean Physics, Academic Press, London. 500pp.

Apfel, E.T. (1938). Phase sampling of sediments, *J. Sed. Petrology,* 8, pp. 67-68.

Archer, J.S. and Wall. C.G. (1986). "Petroleum Engineering Principles and Practice"Graham and Trotman. London. 362pp.

Archie, G.E. (1950). Introduction to petrophysics of reservoir rocks, *Am. Petrol. Geol. Bull.* 34, pp. 943-961.

Armstrong-Price, W. (1963). Patterns of flow and channelling in tidal inlets, *J. Sed. Petrology,* 33, pp. 279-290).

Arrhenius, G. (1963). Pelagic sediments, In: *The Sea* (Ed. M.N. Hill), Vol. III, pp. 655-727, Interscience, New York.

Artyushkov, E.V. (1987). Rifts and grabens. *Tectonophysics* 133, 321-331.

Artyushkov, Ye. V. (1960a). Possibility of convective instability in sedimentary rocks and the general laws of its development, *Dokl. Akad. Nauk. SSSR, Geol. Ser.,* 153, pp. 26-28.

Artyushkov, Ye. V. (1960b) Principal forms of convective structures in sedimentary rocks, *Dokl. Acak, Nauk. SSSR, Geol. Ser.,* 153, pp. 43-45.

Athy, L.F. (1930). Density, porosity, and compaction of sedimentary rock. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 14, pp. 1-24.

Atkinson, B.K. (1987). *Fracture Mechanics of Rocks.* Academic Press, London, 600pp.

Aubouin, J. (1965). *Geosynclines.* Elsevier, Amsterdam, 335 p.

Baars, D.L. (1961). Permian blanket sandstones of Colorado Plateau, In:

Geometry of Sandstone Bodies (J. R. Petrson, and J. C. Osmond, Eds.), Am. Petrol. Geol., pp. 79-207.

Bache, J.J. (1987). "World Gold Deposits" North Oxford Academic, London, 192pp.

Badiozamani, K. (1973). The dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sedim. Petrol.* 43, 965-984,pp.

Bagnold, R.A. (1953). The surface movement of blown sand in relation to meteorology, In: *Desert Research,* pp. 89-96, Unesco, Jerusalem.

Bagnold, R.A. (1954a). Experiments on gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear, *Proc. Roys. Soc. London,* A255, pp. 49-63.

Bagnold, R.A. (1954b). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes,* Methen, London, 265p.

Bagnold, R.A. (1957). The flow of cohesionless grains in fluids, *Phil. Trans. Roys. Soc. London,* A249, pp. 235-297.

Bagnold, R.A. (1960). Some aspects of river meanders, *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers.* 283-E, pp. 135-144.

Bagnold, R.A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics, *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 422-I, 37p.

Bagnold, R.A. and Barndorff-Nielsen, O. (1980). The pattern of natural size distributions. *Sedimentology,* 27, 199-207.

Balley, Sir E.B. (1930). New light on sedimentation and tectonics, *Geol. Mag.*, 67, pp. 77-92.

Ball, M.M. (1967). Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 556-591.

Bandyopadhyay, S. (1971). Pebble orientation relation to cross-stratification: a statistical study, *J. Sed. Petrology.*, 41, pp. 585-587.

Bardossy, G. (1987). "Karst Bauxites" Elsevier, Amsterdam. 441pp.

Barratt, P.J. (1966). Effects of the 1964, Alaskan earthquake on some shallow water sediments in Prince William Soud S.E., Alaska, *J. Sed. Petrology,* 36, pp. 992-1006.

Barrell, J. (1906). Relative geological importance of continental littoral, and marine sedimentation, *J. Geol.* 14, pp. 316-356.

Barrell, J. (1917). Rhythms and the measurement of geologic time, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 28, pp. 745-908.

Bassler, R.S. (1908). The formation of geodes, etc., *Proc. U.S. Nat. Mus.*, 35, pp. 133-154.

Bateman, R.M. (1985). "Open-hole Log Analysis and Formation Evaluation" Reidel. Dordrecht, 647pp.

Bates, C.C. (1953). Relation theory of delta formation, *Am. Assoc. Petrol.*

Geol. Bull., 37, pp. 2119-2162.

Bates, J.D. and Bates, B.H. (1960). Evaluation of heavy mineral separations using artificial samples, *J. Sed. Petrology,* 30, pp. 148-153.

Bathurst, R.G.C. (1975). *Carbonate Sediments and Their Diagenesis,* Elsevier Pub. Co., Amsterdam, 658p.

Bathurst, R.G.C. (1982). Genesis of Stromatactis Cavities between submarine crusts in Palaeozoic Carbonate mud buildups, *Q. J. Geol. Soc. Land.*, 139, 165-181pp.

Baturin, G.N. (1970). Recent authigenic phosphorite formation on the southwest African shelf. "The Geology of the East Atlant Continental Margin", 1:General and economic papers, pp. 90-97. *Inst. geol. Sci. Rep.* 70/13.

Beard, D.C. and Weyle, P.K. (1973). The influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 57, pp. 349-369.

Beerbower, J.R. (1964). Cyclothems and cyclic deposition mechanisms in alluvial plain sedimentation, In: *Symposium on Cyclic Sedimentation* (Ed. D.F. Merriam) *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, 1, pp. 31-42.

Belderson, R.H., Kenyon, N.H., and Stride, A.H. (1971). Halocene sediments on the continental shelf west of the British Isles, In: *The Geology of the East Atlantic Continental Margin"*, Vol. 2, 70/14, pp. 160-170, *Rept. Eur. Inst. Geol. Sci.*

Bell, H.S. (1942). Density current as agents for transporting sediments, *J. Geol. L.*, pp. 512-547.

Bender, F. (1968). Zur geologie Von Jordanien, Beitz, Reg. Geol. Erde, Bd., 7 Berlin.

Bennacef, A., Beuf, S., Biju-Duval, B., de Charpal, O., Gariel, O., and Rogmon, P. (1971). Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull,* 55, pp. 225-245.

Berg, L.S. (1964). Loess as a Product of Weathering and Soil Formation, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 205 p.

Berner, R.A. (1970). Sedimentary pyrite formation, *Am. J. Sci.* 268, pp. 1-23.

Bethke, C.M. (1985). A numerical model of compaction-driven ground water flow and its applications to the palaeohydraulics of intracratonic sedimentary basins. *J. Geophys. Res.* 90, 6817-6828.

Bigarella, J.J. (1972). Eolian environments their characteristics, recognition and importance, In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments, (J.K. Rigby and W.K. Hamblin, eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner, Spec. Publs.*, 16, pp. 12-62, Tulsa.

Biscaye, P. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the

Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, pp. 803-832.

Blackwelder, E. (1928). Mudflow as a geologic agent in semi-arid mountains, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 39, pp. 465-483.

Blanc, J.J. (1972). "Slumpinges" et figures sedimentaires dans le Cretace superieur du basin du Beausset, France, *Sedimentary Geol.*, 7, pp. 47-64.

Blanchard, P.E. and Sharp, J. M. (1985). Possible fres convection in thick Gulf Coast sandstone sequences. *Trans. S.W. Section Am. Petrol. Geol.* 6-12.

Blatt, Harvey (1982). *Sedimentary Petrology,* W.H. Freeman and Company, San Francisco, 564p.

Blatt, Harvey (1992). *Sedimentary Petrology,* W. H. Freeman and Company, New York, 514pp.

Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R. (1990). *Origin of Sedimentary Rocks,* Printice-Hall, Inc., New Jersey, 782p.

Boggild, O.B. (1930). The shell structure of the mollusks. kgl. Danske Vid務enskab. Selsk. Skr., Naturvidensk. mathem. Afd., 9 Raekke, II. 2, pp. 258-325.

Boggs, Sam. J.R. (1995). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy,* Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 774pp.

Borchert, H., and Muir, R.O. (1964). *Salt Deposits, the Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporities,* Van Nostrand Reinhold, London, 338p.

Bornhold, B.D., and Pilkey, O.H. (1971). Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin. Bahama, *Bull. Geol. Soc. Am.* 82, pp. 1252-1341.

Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits,* Elsevier, Amsterdam, 168p.

Bouma, A.H. (1969). *Method for the Study of Sedimentary Structures,* John Wiley and Sons, New York, 456p.

Bouma, A.H. (1972). Recent and Ancient turbidites and contourites, Trans. *Gulf-Cst. Assoc. Geol. Socs.*, 22, pp. 205-221.

Boyd, D.R. and Dyer, B.F. (1966). Frio Barrier bar system of south Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull,* 50, pp. 170-178.

Bradley, W.H. (1931). Non-glacial marine varves, *Am. J. Sci.* 22, pp. 318-330.

Braithwaite, C.J.R. (1973). Reefs: Just a problem of semantics, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 57, pp. 1100-1116.

Bristow, C.M. (1969). Kaolin deposits of the U.K., Rep. 23rd. *Int. Geol. Cong., Prague*, 15, pp. 275-288.

Brenchley, P.J. (1969). Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales. *J. Sed. Petrol.* 39, 1297-1301pp.

Bromley, R.G. and Asgaard, U. (1972). Freshwater Cruziana from the Upper Triassic of Jameson Land, East Greenland, *Gronl. Geol. Undersolgelse*

Rapp., 49, pp. 7-13.

Buckman, H.O. and Brady, N.C. (1970). *The Nature and Properties of Soils,* 7th Edition, The Macmillan Company, London, 653 p.

Burchette, T.P. and Britten, S.R. (1985). Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons: a case study from the Cretaceous of the Middle East. *In "Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects"* (P.J. Brenchky and B.P.J. Williams, Eds.), pp. 311-338. Blackwell, Oxford.

Burgis, M.J. and Morris, P. (1987). "The Natural History of Lakes". Cambridge University Press, Cambridge, 232p.

Burk, C.H., and Drake, C.L. (1974). *The Geology of Continental Margins,* Springer-Verlag, New York.

Burke, K. (1972). Longshore drift, submarine canyons, and submarine fan in development of Niger delta. *Am. Assoc. Petrol. Bull.* 56, pp. 1975-1983.

Burst, J.F. (1965). Subaqueously formed skrinkage cracks in clay, *J. Sed. Petrology,* 35, pp. 348-353.

Burt, F.A. (1928). Melikaria: Vein Complexes resembling septaria veins in form, *J. Geol.,* 36, pp. 539-544.

Burt, F.A. (1932). Formative processes in concretions formed about fossils as nuclei: *J. Sed. Petrology,* 2, pp. 38-45.

Busch, D.A. (1971). Genetic units in delta prospecting, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 55, pp. 1137-1154.

Butler, G.P. (1969). Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf, *J. Sed. Petrology,* 39, pp. 70-81.

Cailleux, A. and Tricart, J. *Initiation a l'etude des Sables et des Galets,* Centre de Documentation, University of Paris.

Carrol, D. (1970). *Rock Weathering,* Plenum Press, New York, 203p.

Carozzi, A.V. (1960). *Microscopic Sedimentary Petrography,* John Wiley and Sons, New York, 485 p

Carozzi, A.V. (1993). Sedimentary Petrography, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersy, U.S.A., 236p.

Carozzi, A.V. and Gerber, M.S. (1978). Synsedimentary chert breccia: a Mississippian tempestite. *J. Sedim. Petrol.* 48, 705-708.

Carrozi, A.V. and Von Bergen, D. (1987). Stylolitic porosity in carbonates: a critical factor for deep hydrocarbon production. *J. Petrol. Geol.* 10, 263-282.

Carver, R.E. (1971). *Procedures in Sedimentary Petrology,* Wiley-Interscience, John Wiley and Sons Inc. London, 623 p.

Chafetz, H.S. (1986). Marine peloids: a product of bacterially induced precipita-

tion of calcite. *J. sedm. Petrol.* 56, 812-817.

Champetier, Y. Hamdadou, E. and Hamdadou, M. (1985). Examples of biogenic support of mineralization in two oolitic iron ores-Lorraine (France) and Gara Djebilet (Algeria). *Sed. Geol.* 51, 249-255

Chilingar, G.V.; Bissell, H.J. and Fairbridge, R.W. (1967a). *Carbonate Rocks,* (2 Vols.) Elsevier, Amesterdam, 471p. and 413p.

Chilingar, G.V.; Bissell, H.J. and Wolf, K.H. (1967b). Diagenesis of Carbonate Rocks, In: *Diagensis in Sediments* (G. Larsen and G.V. Chilingar, eds.) pp. 197-322, Elsevier, Amesterdam.

Chilingar, G.V., and Terry, R.D. (1964). *Relationship between porosity and chemical composition of carbonate rocks Petrol. Engr.* B-54, pp. 341-342.

Chilingar, G.V., Mannon, R.W., and Rieke, H. (1972). *Oil and Gas Production from Carbonate Rocks,* Elsevier, Amsterdam, 408 p.

Choquette, P.W., and Traut, J.D. (1963). Pennsylvanian carbonate reservoires, Ismay Field, Utah and Colorado. In: R.O. Bass(ed), *Shelf Carbonates of the Paradox Basin. Four Cornels Geol., Soc., Field Conf.,* 4th, pp. 157-184.

Choquette, P.W. and Pray, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of Porosity in sedimentary carbonates, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 54, pp. 207-250.

Chow, V.T. (1959). *Open Channell Hydraulic,* McGraw Hill, New York, 680pp.

Clemmey, H. (1985). Sedimentary ore deposits. *In: "Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects"* (P.J. Brenchley and B.P.J. Williams, Eds.), pp. 229-248. Blackwell. Oxford.

Coleman, J.M. (1968). Deltaic evolution, In: Fairbridge, R. ed. *Encyclopedia of Geomorphology,* pp. 255-261, New York, Reinhold.

Coleman, J.M., and Gagliano, S.M. (1965). Sedimentary Structures: Mississippi River deltaic plan, In: Middleton, G.V., ed. *Primary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation, Soc. Econ. Paleon. Mineralogist. Spec. Publ.* 12, pp. 133-148.

Coleman, J.M., Gagliano, S.M., and Smith, W.G. (1970). Sedimentation in a Malaysian high tropical delta. In: Morgan, J.P., and Shever, R.H., Eds. *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient,* Soc. Econ. Paleon. Mineralogists. Spec. Publ., 15, pp. 185-197.

Coleman, J.M., Gagliano, S.M., and Smith, W.G. (1966). Chemical and physical weathering on saline high tidal flats, northern Queens-lands, Australia, *Bull. Geol., Soc. Am.,* 77, pp. 205-206.

Collaciochi, R. and Baldanza, A. (1986). Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Appenines-comparison with siliciclastic depositional models. *Sed. Geol.* 48, 81-106.

Collinson, J.D. (1986). Alluvial sediments, *In: Sedimentary Environemts and Facies.* (H. G. Reading, Ed.), 2nd edition, pp. 20-62. Blackwell Scientific, Oxford.

Collinson, J.D. and Thompson, D.B. (1989). *Sedimentary Structures,* 2nd ed., Harpercollins Academic, New York, 208p.

Conolly, J.R. and Ewing, M. (1967). Sedimentation in the Puerto Rico Trench, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 44-59.

Conybeare, C.E.B., (1967). Influence of compaction on stratigraphic analysis. *Bull. Canadian Petrol. Geology,* 15, pp. 331-354.

Conybeare, C.E.B., and Crook, K.A.W. (1982). *Manual of Sedimentary Structures,* Austral. Dept., Nat. Devel., Bur. Min. Res., *Geophys. Bull. No.* 102, 327 p.

Cook, H.E., and Enos, P. (1976). *Deep Water Carbonate Environments,* Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., 25, 325.

Cook, P.J. (1986). Genesis of sedimentary phosphate deposits. In: *"Geology in the Real World The Kingsky Dunham Volume"* (R.W. Nesbitt and I. Nichol, Eds). Inst. Min. Met., London, pp. 51-64.

Cook, P.J. and Shergold, J.H. (1986). "Phosphate deposits of the World", Cambridge University Press, Cambridge. 560pp.

Costello, W.R. (1974). Development of bed configurations in coarse sands, Cambridge, M.A: Mass. Inst. Tech. Expt., Sedimentology, *Lab. Rept.* 2, 74p.

Cox, D.P. (1986). Descriptive model of quartz-pebble conglomerate Au-U. In: "Mineral Deposit Models" (D.P. Cox and D. A. Singer, Eds.). *USGS Bull.* 1693, 379pp.

Cox, D.P. and Singer, D. A. (1986). *Mineral Deposit Mopdels.* U.S.G.S. Bulletin, No. 1693, 379pp.

Crimes, T.P., and Harper, J.C. (1970). Trace Fossils, *Geol. J., Spec. issue,* 3, 547p.

Cronan, D.S. (Ed.) (1986). "Sodimentation and Mineral Deposits in the Southwestern Pacific Ocean" Academic press, London, 344pp.

Crook, T. (1913). Septaria: a defence of the "shrinkage" view: *Geol. Mag.,* 10, pp. 514-515.

Crosby, E. J. (1972). Classification of sedimentary environments, In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments,* (Rigby, J.K. and Hamblin, W.K., Eds.) Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Publ. 16, pp. 4-11.

Crowell, J.C. (1955). Directional current structures from the pre-Alpine flysch, Switzerland, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 66, pp. 1351-1384.

Crowell, J.C. (1957). Origin of pebbly mudstones, *Bull. Geol. Soc. Am.* 68, pp. 993-1010.

Cummings, E.R. (1932). *Reefs of Bïoherms, Bull. Geol. Soc. Am.*, 43, pp. 331-352.

Cummings, E.R., and Shrock, R.R. (1928). Niagaran coral reefs of Indiana and adjacent States and their Stratigraphic relations, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 39, pp. 579-620.

Cummings, W.A. (1962). The greywacke problem. *Lpool. Manhr. geol. J.* 3, 51-72pp.

Curray, J.R. (1965). Late Quaternary History, continental shelves of the United States, In: *The Quaternary of the United State,* (H.E. Write and D.C. Frey, Eds.) Princeton, 922p.

Curtis, C.D., and Spears, D.A. (1968). The formation of sedimentary iron minerals, *Econ. Geol.*, 63, pp. 258-270.

Curtis, B.F. (1971). Measurement of porosity and permeability, in: *Procedures in Sedimentary Petrology,* (Carver, R.E., ed.) New York, Wiley-Interscience, pp. 335-361.

Daly, R.A. (1910). Pleistocene glaciation and the coral reef (Sic) Problem, *Am. J. Sci.*, 4th series, 30, pp. 297-308.

Daly, R.A. (1915). The glacial-control theory of coral reefs, *Am. Acad. Arts. and Sci., Proc.*, 51, pp. 157-251.

Daly, R.A. (1919). The coral reef zone during and after the glacial period, *Am. J. Sci.*, 4th series, 48, pp. 136-159.

Daly, R.A. (1936). Origin of submarine canyons, *Am. J. Sci.*, 31, pp. 401-420.

Daniel, E.J. (1954). Fractured reservoirs of Middle East. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 38, pp. 774-815.

Dapples, E.C. (1967). Diagenesis of sandstones, In: *Diagenesis in Sediments,* (G. Larsen and C.V. Chilingar, Eds.) pp. 91-125 Elsevier, Amsterdam.

Dapples, E.C., and Hopkins, M.E. (1969). Environments of Coal Deposition, *Geol. Soc. Am. Spec.* Pp. No. 114.

Darwin, Charles (1837). On certain areas of elevation and subsidence in the Pacific and Indian Ocean, as deduced (Sic) from the study of coral formations, *Geol. Soc. London Proc.* 2, pp. 552-554.

Darwin, Charles (1883). On the structure and distribution of coral reefs, also geological observations on the volcanic islands and parts of South America visited during the voyage of H.M.S. Beagle: London, New York, Melbourne, Ward, Lock, and Co., 549 p.

Darwin, Charles (1896). *The Structure and distribution of coral reefs,* 3rd ed.: New York, D. Appleton and Co., 344 p.

Darwin, Charles (1942). Structure and distribution of coral reefs: reprinted 1962 by Unis Calif. Press from 1851 ed with forward by H.W., Menard, 214 p.

Davidson, C.F. (1965). A Possible mode of origin of strata bound cupper ores.

Econ, Geol. 60, pp. 942-954.
Davies, A.M. (1913). The origin of septarian structure, *Geol. Mag.*, 50, pp. 99-101.
Davies, H.G. (1965). Convolute lamination and other structures from the lower coal measures of Yorkshire, *Sedimentology,* 5, pp. 305-325.
Davies, R.M. (1968). Algal stromatolites composeld of quartz sandstones, *J. Sed. Petrology,* 38, pp. 953-955.
Davis, R.A. (1978). "Coastal Sedimentary Environments" Springer-Verlag, Berlin. 420p.
Davis, Richard, A. (1983).Depositional Systems, Agenatic Approach to Sedimentary Geology, Printice-Hall, Inc., New Jersey, U.S.A. 669p.
Dawdy, D.R. (1961). Depth-discharge relations of alluvial streams-discontinous rating curves, *U.S. Geol. Surv. Water Supply, Papers,* 1489-C, pp. 1-16.
Dean, W.E. and Fouch, T.D. (1983). Lacustrine Environment. In "Carbonate Depositional Environments" (P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore, Eds.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33, 97-130pp.
Deffayes, K.S., Lucia, F.J. and Weyl, P.K. (1965). Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene Sediments by marine evaporite waters of South Bonaire, Netherlands Antilles. In: "Dolomites and Limestone Diagenesis" (L.C. Pray and R.C. Murry Eds.) *Soc. Econ. Paleont. and Min. Spec.* Pub. 13, 71-88pp.
De Raaf, J.F.M. (1968). Turbidites et associations sedimentaries apparentees, Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. *Proc. Ser. 13,* 71, pp. 1-23.
De Raaf, J.F.M., and Boersma, J.R. (1971). Tidal deposits and their sedimentary structures, *Geologie Mijnb,* 50, pp. 479-504.
Diller, J.S. (1890). Sandstone dikes, *Bull. Geol. Soc. Am.* I, pp. 411-442.
Diller, J.S. (1898). The educational series of rock specimens, *Bull. U.S. Geol. Surv.,* 150, 400 p.
Doeglas, D.J. (1962). The structure of sedimentary deposits of braided rivers, *Sedimentology,* 1, pp. 167-190.
Donaldson, A.C., Martin, R.H. and Kanes, W.H. (1970) Holocene Guadalupe delta of Texas Gulf Coast, In: Morgan, J. P., Ed., *Deltaic. Sedimentation, Modern and Ancient,* Soc. Econ. Palcon. Mineralogists, Sepc. Publ. 15, pp. 107-137.
Donovan, R.N., and Foster, R.J. (1972). Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness flagstone series (Middle Devonian) of Northeast Scotland, *J. Sed. Petrology,* 42, pp. 309-317.
Doornkamp, J. C. and Krinsley, D. (1971). Election microscopy applied to quartz grains from a tropical environment, *Sedimentology,* 17, pp. 89-101.
Dott, R.H., Jr. (1964). Wack, greywacke and matrix-what approach to imma-

ture sandstone classification, *J. Sed. Petrology,* 34, pp. 625-632.

Dott, R.H. (1974). *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation,* Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. No. 9.

Duff, P. Mcl. D., Hallam, A., and Walton, E.K. (1967).*Cyclic Sedimentation,* Elsevier, Amsterdam, 280 p.

Dunbar, C.O. and Rodgers, J. (1957). *Principles of Straigraphy,* John Wiley, New York, 356p.

Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: *Classification of Carbonate Rocks,* (Ham, W.E., ed) Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, pp. 108-121.

Dunham, R.J. (1969). Vadose pisolite in the Capitian Reef (Permian), New Mexico and Texas. In: *"Depositional Environments in Carbonate Rocks"* (G.M. Friedman, Ed.), 182-191 Spec. Publs., Soc. Econ. Paleont. Miner., No. 14, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

Dunham, R.J. (1970). Stratigraphic reefs versus ecologic reefs, *Am. Assoc., Petrol. Geol. Bull.,* 54, pp. 1931-1932.

Dunoyer de Segouzac, G. (1968). The birth and development of the concept of diagenesis, pp. (1866-1966), *Earth Science Reviews,* 4, pp. 153-201.

Dzevanshir, R.D., Buryakovskiy, L.A. and Chilinagr, G.V. (1986). Simple quantitative evaluation of porosity of argillaceous sediments at various depth of burial. *Sed. Geol.* 46, 169-176pp.

Dzulynski, S. (1963). Directional structures in flysch, *Stud. Geol. Polonica,* 12, 136p.

Dzulynski, S. (1966a). Influence of bottom irregularities and transported tools upon experimental scour markings, *Ann. Soc. Geol. Pologne,* 36, pp. 285-294.

Dzulynski, S. (1966b) .Sedimentary Structures resulting from convention-like pattern of motion, *Ann. Soc. Geol. Pologne,* 36, pp. 3-21.

Dzulynski, S. and Sanders, J.E. (1962). Current marks on firm mud bottoms. *Trans. Connecticut Acad. Arts. Sci.* 42, pp. 57-96.

Dzulynski, S. and Walton, E.K. (1963). Experimental production of sole markings, *Trans, Edinb. Geol. Soc.,* 19, pp. 279-305.

Dzulynski, S. and Walton, E.K. (1965). *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes,* Elsevier, Amesterdam, 300 p.

Eaton, G.P. (1964). Windborne volcanic ash a possible index to polar wandering, *J. Geol.,* 72, pp. 1-35.

Ehlers, Ernest G. (1982). *Petrology Igneous, Sedimentary, and Metamorphic,* W.H. Freeman and Company, San Francisco, 732.

Elliot, T. (1986a). Siliciclastic shorelines. *In:* "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.), 2nd edition, pp. 155-188. Blackwell, Oxford.

Elliot, T. (1986b). Deltas. In: "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.), 2nd edition, pp. 113-154. Blackwell, Oxford.

El-Nakhal, Hamed A. (1984). Possible Late Palaeozoic glaciation in the central parts of the Yemen Arab Republic, *Jour. of glaciology,* Vol. 30, No. 104, 126-128pp.

Emery, K.O. (1952). Continental Shelf sediments of southern California, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 63, pp. 1105-1108.

Emery, K.O. (1956). Sediments and Water of Persian Gulf, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 40, pp. 2354-2383.

Emery, K.O. (1968). Relict Sediments of Continental Shelves of the World, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 52, pp. 445-464.

Emery, J.R. and Griffiths, J.C. (1954). Reconnaissance investigation into relationships between behaviour and petrographic properties of some Mississippian sediments, *Bull. Miner. Inds. Exp. Stn. Penn. St. univ.,* 62, pp. 67-80.

Engelund, Frank, and Fredsoe, Jorgen (1974). Transition from dunes to plane bed in alluvial channels, Lyngby, Tech. Univ. Denmark, Inst. *Hydrodynamics Hydraulic Engin. Series paper,* 4.

Enos, P. (1983). Shelf. In: "Carbonate Depositional Environments" (P.A. Scholle, D.G. Behout and C.H. Moore, Eds.), *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33, 267-296.

Enos, P. and Moore, C.H. (1983). Fore-reef. In: "Carbonate Sedimentary Environments". A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore Eds.). Carbonate Depositional Environments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33, 507-538.

Eugster, H.P. (1985). Oil shales, evaporites and ore deposits. *Geochem. Casmochim. Acta,* 49, 619-635.

Eugster, H.P. (1986). Reply to the discussion by Zbigniew Salowiez. *Geochim. Cosmochim Acta.*50, 1831-1832.

Evamy, B.D. Haremboure, J. Kamerling, P., Knapp, W.A., Malloy, F.A. and Rowlnads, P.H. (1984). Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger deltga. In: "Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation" (G. Demaison and R.J. Murris, Eds.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 35, 325-352.

Evans, G. (1970). Coastal and nearshore sedimentation: a comparison of clastic and carbonate deposition, *Proc. Geo. Assoc.* 81, pp. 493-508.

Ewing, M., and Thorndike, E.M. (1965). Suppended matter in deep-ocean water, *Science, N.Y.,* 147, pp. 1291-1294.

Fahnestock, R.N. (1963). Morphology and hydrology of a glacial stream, *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers.* 422-A, pp. 1-70.

Farrow, G.E. (1966). Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.* 2, pp. 103-151.

Feazel, C. T. and Schatzinge, R. A. (1985). Prevention of carbonate cementation in petroleum reservoirs. In: "Carbonate Cements" (N. Schneidermann and P.M. Harris, Eds.). *Soc. Ecom. Pal. & Min. spec. Pub.* 36, 97-106.

Ferguson, L. (1963). Estimation of the compaction factor of a shale from distorted brachiopod shells. *J. Sed. Petrology,* 33, pp. 796-798.

Fielding, C. D. (1985). Coal depositional models and the distinction between alluvial and delta palin environments. *Sed. Geol,* 42, 41-48.

Fischer, A.G. (1965). The lofer, cyclothems of the Alpine Triassic, In (D.F. Merriam, ed.) Symposium on Cyclic Sedimentation, *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, pp. 107-149.

Fisher, R.V. (1961). Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, pp. 1409-1414.

Fisher, R.V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1, pp. 287-298.

Fisher, R.V. (1971). Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits, *J. Sed. Petrol.*, 41, pp. 916-927.

Fisher, R.V. and Schmincke, H.U. (1984). "Pyroclassic Rocks" Springer-Verlag. Berlin, 472p.

Fisk, H.N. (1955). Sand facies of recent Mississippi delta deposits, *Proceedings of the Fourth World Petroleum Congress, Sec. IIC,* 3, pp. 377-398.

Flint, S. (1968). Sedimentary and diagenetic controls on red bed ore genecis: the Middle Tertiary San Bartolo Copper deposit, Antofagasto Province, Chile, *Econ. Geol.* 42,41-48.

Flint, R.F., Sanders, J.E., and Rogers, J. (1960) Diamictite: a substitute term for symmictite, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, pp. 1809-1810.

Folk, R.L. (1959). Practical Petrographic Classification of Limestones, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 43(1), pp. 1-38.

Folk, R.L. (1962). Spectral subdivision of limestone types, In *"Classification of Carbonate Rocks, a Symposium"* (W.E. Ham, Ed.), Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 62-84.

Folk, R.L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Dolomitization and Limestone Diagenesis (L.C. Pray and C. Murray, Eds.). *Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, 13, 14-48pp.

Folk, R.L. (1966). A review of grain-size parameters, *Sedimentology,* 6, 73-93.

Folk, R.L. (1968). "Petrology of Sedimentary Rocks" Hemphill's Book Store. Austin, Texas, 170p.

Folk, R.L. (1971). Longitudinal dunes of the north-western edge of the Simpson desert, Northern Territory, Australia, I. Geomorphology and grain size relationships, *Sedimentology,* 16, pp. 5-54.

Folk, R.L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks,* Austin, Tex., Hamphills, 170 p.

Folk, R.L. and Land, L.S. (1974). Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 59, 60-68pp.

Folk, R.L. and Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters: *J. Sed. Petrology,* 27, p. 3-26.

Force, E.R. (1986). Descriptive model of shoreline placer Ti. In: "Mineral Deposit Models" (D.P. Cox and D.A. Singer, Eds.). *USGS Bull.* 1693, 270.

Fouch, T.D. and Dean, W.E. (1982). Lacustrine deposits. In: "Sandstone Depositional Environments" (P.A. Scholle and D. Spearing, Eds.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.,* 31, 87-114.

Fox, C.S. (1935). *Engineering Geology,* Technical Press, London.

Frakes, L.A. and Crowell, J.C. (1967). Facies and Palaeogeography of Late Palaeozoic diamictite, Flankland Islands, *Bull. Geol. Soc. Am.* 78, No. 1, 37-58pp.

Franks, P.C. (1969). Nature, Origin, and significance of cone-in-cone structures in the Kiowa formation (early Cretaceous), North-Central Kansas, *J. Sed. Petrology,* 39, pp. 1438-1454.

Fraser, H.J. (1935). Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments, *J. Geol.* 43, pp. 910-1010.

Frazier, D.E. (1967). Recent deltaic deposits of the Mississippi River: their development and chronology, in Symposium on the geological history of the Gulf of Mexico, Antillean-Caribbean region: *Gulf Coast Assoc. Geol. Societies Trans.,* 17, pp. 287-315.

Frazier, D.E. (1974). Depositional-episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic frmework in the northwestern portion of the Gulf basin: Texas Univ. at Austin, Bur. Econ. Geology, Geol. Circular, 74-1, 28p.

Frey, R.W. (1975). *The Study of Trace Fossils, a Synthesis of Principles, Probelms, and Procedures in Ichnology,* New York, Springer-Verlag, 562p.

Friedman, G.M. (1958). Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrology (Sic) studies, *J. Geology,* 66, pp. 394-416.

Friedman, G.M. (1961). Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristic, *J. Sed. Petrology,* 31, pp. 514-529.

Friedman, G.M. (1964). Early diagenesis and lithification in cartbonate sediments. *J. Sed. Petrology,* 34, pp. 777-813.

Friedman, G.M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands, *J. Sed. Pet-*

rology, 37, pp. 327-354.

Friedman, G.M. and Sanders, J.E. (1978). *Principles of Sedimentology,* John Wiley and Sons, New York, 792 p.

Friedman, G.M. (1979). Dolomite is Evaporite Mineral-Evidence from Rock Record and from Sea-Marginal Pools of Red Sea. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 63, 453p.

Friend, P.F. (1965). Fluviatile sedimentary structures in the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen, *Sedimentology,* 5, pp. 39-68.

Friend, P.F. (1966). Clay fractions and colours of some Devonian red beds in the Catskill Mountains, U.S.A. Quart *J. Geol. Soc. Lond.,* 122, pp. 273-292.

Frostick, L.E., Renault, R.W. Reid, I. and Tiercelin, J.J. (Eds) (1987). "Sedimentation in the African Rifts." *Spec. Pub. Geol. Soc. Lond.* No. 25, 323 pp.

Fuchtbauer, Hans (1959). Zur Nomenklatur der Sedimentrgesteine, Erdol und Kohle, 12, pp. 605-613.

Fuchtbauer, H., and Goldschmidt, H. (1965). Beziehungen zwischen. *Clciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite Geol. Rdsch.,* 55, pp. 29-40.

Fuchtbauer, H. and Reineck, H.E. (1963). Porositat and Verdichtung rezenter, mariner Sedimente: *Sedimentology,* 2, pp. 294-306.

Gadow, S., and Reineck, H.E. (1969). Ablandiger Sandtransport bei Strum fluten, *Senckenbergiana Marit,* 1, pp. 63-78.

Gaither, A. (1953). A study of porosity and grain relationships in experimental sands: *J. Sed. Petrology,* 23, pp. 180-195.

Galloway, J.J. (1922). Value of the physical characters of sand grains in interpretation of the origin of sandstones, *Bull. Geol. Soc. Am.* 33, p. 104.

Galloway, W.E. (1975). Process frame-work for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, pp. 87-98, In: Broussard, M.L., Ed., *Deltas, Models for Exploration:* Houston, Tex. Houston Geol. Soc., 555 p.

Galloway, W.E. and Hobday, D.K. (1983). "Terrigenous Clastic Depositional Systems" Springer-Verlag, Berlin, 423 pp.

Galloway, W.E. (1984). Hydrologic regimes of sandstone diagenesis. In "Clastic Diagenesis" (C.A. McDonald and R.C. Surdam, Eds). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 31, 3-14.

Garrels, R.M. (1957). Some free energy values from geologic relations, *Am. Mineral.,* 42, pp. 780-791.

Garrison, R.E., and Fischer, A.G. (1969). Deep water limestones and radiollarities of Alpine Jurassic. In: *Depositional Environments in Carbonate Rocks,* (Ed. G.M. Friedman) Soc. Econ. Paleone Min., Sp. Pub. No. 14,

pp. 20-56.

Garrison, R.E. (1974). Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages, In: *Pelagic Sediments: On land and Sea* (Eds. K.J. Hsu and H.C. Jenkyns) Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp. 367-399.

Garrison, R.E., Luternauer, J.L., Grill, E.V., MacDonald, R.D., and Murray, J.W. (1969). Early diagenetic cementation of recent sands, Fraser River delter, British Columbia. *Sedimentology,* 12, pp. 27-46.

Gaskell, T.F. (1967). *Carbonate Rocks,* (Chilingar, G.V., Bissell, H.J., and Fairbridge, R.W.; Eds) Elsevier, Amsterdam, 413 p.

Gastil, R.G., Delisle, M., and Morgan, J.R. (1967). Some effects of progressive metamorphism on zircons, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 78, pp. 879-905.

Gautier, D.L. and Claypool, G.E. (1984). Interpretation of methanic diagenesis in ancient sediments by analogy with processes in modern Diagenetic Environments. In "Clastic Diagenesis" (D.A. McDonald and R.C. Surdam, Eds) *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 37, 111-123.

Gecker, R.F. (1957). *Introduction to Paleoecology,* French translation, Bases de la Palaeoecologie, Bur. Recherches Geo. Min. 83 p., also Spelt Hecker, 1965, American Elservier Pub. Co. N.Y. 166 p.

Gilbert, C.M. (1955). "Sedimentary Rocks", In: Petrography by Howel Williams, F.J. Turner, and C.M. Gilbert, San Franscisco, W.H. Freeman and Co., pp. 251-384.

Gilbert, G.K. (1914). Transportation of debris by running water, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 86.

Gill, W.D. (1979). Syndepositional sliding and slumping in the West Clare Namurian Bosin, *Ireland Geol. Surv., Ireland Spec. Pub.* 4, 121p.

Gill, W.D. and Kuenen, P.H. (1958). Sand Volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, *Ireland Q.J. Geol. Soc. Land.* 113, 441-460pp.

Ginsberg, R.N. (1956). Environmental relationships of grain size and constituent particles in some S. Florida sediments, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 40, pp. 2384-2427.

Glasby, G.P. (1973). The role of submarine volcanism in controlling the genesis of marine manganese nodules, *Am. Rev. Oceanog. and Marine Biol.,* 11, pp. 27-44.

Glasby, G.P. (1986). Nearshore mineral deposits in the SW Pacific. In "Sedimentation and Mineral Deposits in the Southwestern Pacific Ocean" (D.S. Cronan, Ed.). pp. 149-182. Academic Press, London.

Glennie, K.W. (1970). *Desert Sedimentary Environments,* Elsevier, Amsterdam, 222 p.

Glennie, K.W. (1972). Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, pp. 1048-1071.

Glennie, E.K. (1986). Early Permian-Rotliegendes. In "Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea" (E.K. Glennie,Ed.). 2nd edition, pp. 41-60. Blackwell, Oxford.

Glennie, E.K. (1987). Desert sedimentary environments, present and past – A summary. *Earth Sci. Rev.* 50. 135-166.

Gnaccolini, M., and Orombelli,G. (1971). Orientazione dei ciottoli in un delta lacustre Pleistocenico della Brianza, Riv. Ital. Paleont. Strtigr., 77, pp. 411-424.

Goldich, S.S. (1938). A study on rock weathering, *J. Geology,* 46, pp. 17-58.

Goldman, M.I. (1922). Basal glauconite and phosphate beds, Science, n.s., 56, pp. 171-173.

Goldring, R. (1964). Trace foslsils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments, In: (L.M.J.U. Van Straaten, Ed.), *Deltaic and Shallow Marine Deposits,* Amsterdam, elsevier. Pub. Co., pp. 136-143.

Goodwin, A.M. (1973). Plate tectonics and evolution of pre-Cambrian crust. In: *Implication fo Continental Drift to the Earth Sciences,* (D.H. Tarling and S.K. Runcorn, Eds.) 2, Academic Press, London, pp. 1047-1069.

Gorsline, D.S. (1970). Submarine canyons, an introduction, *Marine Geol.,* 8, pp. 183-186.

Goudarzi, G.H. (1971). Geology of the Shatti Valley area iron deposit, In: *The Geology of Libya* (C. Grey, Ed.), Tripoli, Univ. of Libya, pp. 491-500.

Gould, H.R. (1951). Some quantitative aspects of lake Mead turbidity currents. In: *Turbidity Currents and the Transportation of Coarse Sediments to Deep Water,* Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publs., 2, pp. 34-52, Tulsa.

Gould, H.R. (1970). The Mississippi delta complex, In: Morgan, J.R., Ed., *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.,* 15, pp. 3-47, Tulsa.

Grabau, A.W. (1913). *Principles of Stratigraphy,* A.G. Seiler and Co., New York, 1185 p.

Grabau, A.W. (1919). Prevailing stratigraphic relationships of the bedded phosphate deposits of Europe, North Africa, and North American (abstr.) *Bull. Geol. Soc. Am., 30,* p. 104.

Graton, L.C., and Fraser, H.J. (1935). Systematic packing of spheres-with particular relation to porosity and permeability, *J. Geol.* 43, pp. 785-909.

Gray, W.M. (1965). Surface spalling by thermal stresses in rocks, Proc. *Rock Mechanics Symposium, Toronto,* pp. 85-106, Dept. Mines and Tech. Surveys, Ottawa, Canada.

Greeley, R. and Iverson, J.D. (1985). "Wind as a Geological Process". Cambridge University Press, Cambridge, 333 pp.

Greensmith (1981). *Petrology of the Sedimentary Rocks,* sixth edition (Third impression) George Allen & unwin/Thomas Murby, London, 241 p.

Griffin, G.M. (1962). Regional clay-mineral facies products of weathering intensity and current distribution in the north-eastern Gulf of Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, pp. 737-768.

Grim, R.E. (1968). *Clay Mineralogy,* (2nd Edition) McGraw-Hill, New York, 596 p.

Gross, G.A. (1972). Primary features in cherty iron-formations, Sedimentary Geol., *7, pp. 241-262.*

Grumbt, E. (1966). Schichtungstypen, Marken und synsedimentare Deformationsgefüge in Buntsandstein Südthüringens, Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A., 11, pp. 217-234. Berlin.

Gubler, Y., Bugnicourt, D., Kübler, B., and Nyssen, R. (1966). Essaude nomenclature et caracterisation des Pricipales structures sedimentaires, Ed. Techniques, Paris, 291 p.

Guilbert, J.M. and Park, C.F. (1986). "The Geology of Ore Deposits" W.H. Freeman, New York, 985 pp.

Hadding, A. (1931). On subaqueous slides, Fören, *Geol. Stockholm Förh,* 53, pp. 378-393.

Hall, J. (1843). Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System, *Assoc. Amer. Geol. nat., Rept.*, pp. 422-432.

Hallam, A. (1963). Observations on the paleoecology and ammonite sequences of the Frodingham. Ironstone (Lower jurassic), *Paleontology,* 6, pp. 554-574.

Hallam, A. (1981). *"Facies Interpretation and the Stratigraphic Records",* W.H. Freeman, New York, 290p.

Hallbouty, M.T. (1969). Hidden trends and subtle traps in Gulf Coast, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 53, pp. 3-29.

Hallbouty, M.T. (1972). Rationale for delibrate Pursuit of stratigraphic., unconformity and Paleogeomorphic traps, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 56, pp. 537-541.

Halley, R.B. and Schmoker, J.W. (1984). High-Porosity Cenozoic carbonate rocks of south Florida: progresive loss of porosity with depth. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 67, 191-200.

Halls, J.R. (1967). Significance of Statistical parameters for distinguishing sedimentary environments, New South Wales, Australia, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 1059-1069.

Ham, W.E., and Pray, L.C. (1962). Modern concepts and classifications of carbonate rocks. In: *Classification of Carbonate Rocks,* (W.E. Ham, Ed.) Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, 279 p.

Hamblin, W.K. (1961). Micro-cross lamination in Upper Keweenawan sediments of northern Michigan *J. Sed. Petrology,* 31, pp. 390-401.

Hamblin, W.K. (1962). X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments, *J. Sed. Petrology,* 32, pp. 201-210.

Hamblin, W.K. (1965). Internal structures of "homogeneous": sandstones, Kansas State *Geol. Surv. Bull.,* 175,I, 38 p.

Hammuda, O.S. (1969). Jurrassic and Lower Cretaceous Rocks of Central jabal Newfusa, North-western Libya, *Petrol. Explor. Soc. Libya Guidebook,* 74 p.

Hand, B.M. (1967). Differentiation of beach (Sic) and dune sands, using settling velocities (Sic) of light (Si) and heavy minerals, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 514-520.

Hand, B.M., and Emery, K.O. (1964). Tubidites and topography of north end of San Diego Trough, California, *J. Geol.* 72, pp. 526-552.

Hanna, S.R. (1969). The formation of longitudinal sand dunes by large helical eddies in the atmosphere, *J. Appl. Met.,* 8, pp. 874-883.

Hantzschel, W. (1962). Trace fossils and problematica, In: *Treatise on invertebrate Paleontology* (R.C. Moore, Ed.) Part W, Geol. Soc. Am. and Univ. of Kansas, pp. w177-w245.

Hantzschel, W. (1975). Trace Fossils and Problematics, Geol. Soc. Am., *Treatise on Invertebrate Paleontology,* Part W, Miscellanea, Suppl. 1, 2nd ed.

Harbaugh, J.W. and Merriam, D.F. (1968). *Computer Applications in Stratigraphic Analysis,* John Wiley, New York, 282 p.

Hardie, L.A. (1967). The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure, *Am. Mineralogist,* 52, pp. 171-200.

Harland, W.B., Herod, K.BN., and Krinsley, D.H. (1966). The definition and identification of tills and tillites, *Earth Science Reviews,* 2, pp. 225-256.

Harms, J.C. (1965). Sandstone dike in relation to Laramide faults and stress distribution in the Southern Front Range, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 76, pp. 981-1001.

Harms, J.C. (1966). Valley fill, Western Nebraska, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 50, pp. 2119-2149.

Harms, J.C., and Fahnestock, R.K. (1965). Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande) In: *Primary*

Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, (G.V. Middleton, ed.), Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Publs., 12, pp. 84-155.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G., (1975). Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentation Primary Sediment Ulary Structures and Stratification Sequences, *Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course Lecture Notes 2.*

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker,R.G. (1982). Depositional environments as interpreted from sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Pal. and Min. Short Course Notes* 9, 166 pp.

Hatch, F.H., Rastall, R.H., and Greensmith, J.T. (1971). *Petrology of the Sedimentary Rocks,* Revised 5th edition, Murby, London, 502 p.

Hawarth, E.Y. and Lund, J.W.G. (Eds) (1984). "Lake Sediments and Environmental History" Leicester University Press, Leicester, 411 pp.

Hay, R.L. (1952). The terminology of find-grained detrital volcanic rocks. *J. Sed. Petrology,* 22, pp. 119-120.

Hayes, J.B. (1964). Geodes and concretions from the Mississippian Wasaw Formation, Keokuk Region, Iowa, Illinois, Missouri, *J. Sed. Petrology,* 34, pp. 123-133.

Hayes, M.O. (1967). Hurricanes as geological agents, south Texas coast, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 51, pp. 937-942.

Hea, J.P. (1971). Petrography of the Pleozoic-Mesozoic sandstones of the southern Sirte Basin, Libya, In: *The Geology of Libya,* (C. Gray, Ed.) pp. 107-125.

Heald, M.T., and Renton, J.J. (1966). Experimental study of sandstone cementation, *J. Sed. Petrology,* 36, pp. 977-991.

Heckel, P.H. (1972). Recognition of ancient shallow marine environments, In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments,* (J.K. Rigby and W.K. Hamblin, Eds.) Soc. Econ. Paleont. Miner, Spec. Publs., 16, pp. 226-286.

Heckel, P.H. (1974). Carbonate build-ups in the geologic record: a review. In: *Reefs in time and space* (Ed. L.F. Laporte) Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Publ. 18, 90-154.

Hedberg, H.D. (1936). Gravitational compaction of clays and shales, Am. Sci., 5th Series, 31, pp. 241-287.

Hedgpeth, J.W., and Ladd, H.S. (1957). Treatise on marine ecology and paleoecology, *Mem. Geol. Soc. Am., No.* 67, (2 vols.) 1296 and 1077 p.

Heezen, B.C., and Ewing, M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake, *Am. J. Sci.* 250 pp. 849-873.

Heiken, Grant (1972). Morphology and petrolography of volcanic ashes, *Bull.*

Geol. Soc. Am., 83, pp. 1961-1988.

Hijulstrom, F. (1935). Studies of the morphological activities of rivers as illustrated by the River Fyris: Univ. of Uppsala, *Geol. Inst. Bull.*, 25, pp. 221-527.

Hijulstrom, F. (1939). Transportation of detritus by moving water, p. 5-31, pt. 1, Transportkation, In: (Trask, P.D., ed.), *ecent marine sediments a symposium "Tulsa, Okla, Am. Assoc. Petrol. Geol.* 736 p, London, T. Murby and Co.: Reprinted 1968 by Dover Publications, New York.

Hitzman, M.W. and Large, D. (1986). A review of Irish carbonate-hosted base metal deposits. "Geology and Genesis of Mineral Deposits in Ireland" (C.J. Andrew, Ed.), pp. 217-238. Irish Association for Economic Geology, Dublin.

Hoffman, R.F. (1967). Algal stromatolities: Use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination, *Science*, 157, pp. 1043-1045.

Hoffman, R.F. (1969). Proterozoic Paleocurrents and depositional history of East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories, *Canadian J. Earth Sci.* 6, pp. 441-462.

Hohlt, R.B. (1948). The nature and origin of limestone porosity. Quart. *Colorado School of Mines*, 43, pp. 1-51.

Holister, C.D., and Hezea, B.C. (1972). Geologic effects of ocean bottom current: western North Atlantic In : *Studies in Physical Oceanograpy* (A.L. Gordon, ed.), Gorden and Breach, New York.

Holmes, A. (1982). *The nomenclature of Petrology*, Hafner Pub. Co., New York, 284 p.

Holtedahl, H. (1965). Recent turbidites in the Hardengerfjord, Norway, In: *Submarine Geology and Geophysics*, (W.F. Whittard and R. Bradshaw, Eds), Butter-worth, London. pp. 107-142.

Hooke, R. LeB. (1967). Processes on arid region alluvial fans. *J. Geol.*, 75, pp. 438-460.

Horowitz, D.H. (1966). Evidence for deltaic origin of an upper Ordovician sequence in the central Appalachians, In: Shirley, M.L. and Ragsdale, J.A., Eds. *Deltas in their Geologic Framework*, pp. 159-169, Houston Geol. Soc. Houston, U.S.A.

Hoskin, C.M. (1966). Coral pinnacle cementation, Alacran Reef. Lagoon, Mexico, *J. Sed. Petrology*, 36, pp. 1058-1074.

Houblt, J.J.C. (1968). Recent sediments in the southern bight of the North Sea, *Geologie Mijnb.*, 47, pp. 245-273.

Howell, D.G. and Normark, W.R. (1982). Submarine Fans. In "Sandstone Sedimentary Environments" (P.A. Scholle and D. Spearing, Eds). *Am. Ass. Petrol., Geol. Mem.* 31, 365-404.

Hoyt, J.H. (1968). Genesis of sedimentary deposits along coasts of submergence, Rept. 23 Int. *Geol. Cong. Prague,* p. 231.

Hoyt, J.H., and Henry, J.J. (1967). Influence of island migration on barrier island sedimentation, *Bull. Geol. Soc. Am.* 78, pp. 77-86.

Hsu, K.J. (1970). The meaning of the work flysch, a short historical search. In: *Flysch Sedimentology in North America,* Spec. Pup. Geol. Assoc. Can. No. 7, pp. 1-11.

Hsu, K.J. and Jenkyns, H.C. (1974). Pelagic sediments: On land and Under the sea, *Internat. Assn. Sedimental.* Spec. Pub., No. 1, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 447.

Hubbard, R.J., Pape, J. and Roberts, D.G. (1985). Depositional sequence mapping to illustrate the evolution of a passive continental margin. In "Seismic Stratigkraphy II" (O.R. Berg and D.g. Woolverton, Eds). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 39, 79-92.

Hubert, J.F. (1964). Textural evidence for deposition of many western N. Atlantic deep sea sands by ocean bottom currents rather than turbidity currents. *J. Geol.,* 72, pp. 757-785.

Hubert, J.F. (1967). Sedimentology of pre-Alpine Flysch sequences Switzerland, *J. Sed Petrol.,* 37, pp. 885-907.

Huckenholz, H.G. (1963). Mineral composition and textures in grey wackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from Auvergne (France). *J. Sed. Petrol.* 33, 914-918pp.

Hunt, J.M. (1979). "Petroleum Geochemistry and Geology", W.H. Freeman, San Francisco, 617pp.

Hutchinson, G.E. (1957). A Treatise on Limnology, John Wiley, New York, 1015 p.

Hutton, C.O. (1950). Studies of heavy detrital minerals, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 61, pp. 635-716.

Illing, L.V. (1954). Bahaman Calcareous Sands, *Bull. Am. Soc. Petrol. Geol.,* 38, 1-45pp.

Imbrie, J., and Newell, N.D. (1964). *Approaches to Paleoecology,* Wiley & Sons, N.Y. 432 p.

Imbrie, J., and Buchanan, H. (1965). Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas, In: *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation,* (G.V. Middleton, Ed.) pp. 149-172, Spec. Publs., Soc. Econ. Paleont. Miner., No. 12, Tulsa.

Inderbitizen, A.L. (1974). *Deep-Sea Sediments,* Plenum Press, New York, 497p.

Ingram, R.L. (1954). Terminology for the thickness of stratification and parting units in sdimentary rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 65, pp. 937-938.

Inman, D.L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments,

J. Sed. Petrology, 22, pp. 125-145.

Ireland, H.A. (1959). Silica in Sediments, *Soc. Econ. Paleont. Miner, Spec. Publs.,* 7, 110 p.

Irvine, T.N. (1965). Sedimentary structures in igneous instrusions with particular reference to Duke Island Ultramafic Complex, In: *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation* (Ed. G.V. Middleton) Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Pub. 12, pp. 220-232.

Irwin, M.L. (1965). General theory of epeiric, clear water sedimentation, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 49, pp. 445-459.

Ives, J.C. (1936). Desert floods, U.S. Sonoyta Valley, Nothern Mexico. *Am. J. Sci.* 32, pp. 102-135.

James, H.L. (1966). Data of Geochemistry, *6th* ed., Chapter W, Chemistry of the Iron-rich Sedimentary Rock, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440W.

Jenkyns, H.C. (1986). Pelagic environments. In "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.), 2nd edition, pp. 343-397. Blackwell, Oxford.

Johansson, C.E. (1965). Structural studies of sedimentary deposits, Geol. För Stockh. För., 87, pp. 3-61.

Johnson, H.D. and Baldwin, C.T. (1986). Shallow siliciclastic seas. In "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.), pp. 229-282. Blackwell, Oxford.

Jones, O.A., and Endean, R. (1973). *Biology and geology of coral reefs,* 3 Vols., Academic Press, London, 12, 043.

Jopling, A.V., and Walker, R.G. (1968). Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts, *J. Sed. Petrology,* 38, pp. 971-984.

Jordan, G.F. (1962). Large submarine sand waves, *Science, N.Y.* 136, pp. 839-847.

Kahn, J.S. (1956a). The analysis and distribution of properties of packing in sand-size sediments. 1. On the measurement of packing in sandstones: *J. Geol.,* 64, pp. 385-395.

Kahn, J.S. (1956b). Analysis and distribution of packing properties in sand-size sediments. 2. The distribution of the packing measurements and an example of packing measurements and example of packing analysis: *J. Geol.* 64, pp. 578-606.

Kaye, C.A., and Mrose, M.E. (1965). Magnetic spherules, colored corundum, and other unusual constituents of heavy beach sand, Martha Vineyard, Massachusetts, P.D. 37-D43 in Geological Survey Research, 1965: *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper* 525-D.

Kazakov, A.V. (1937). The phosphorite facies and the genesis of phosphorites,

in Geological investigations of agricultural ores, *Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides No.* 142, 17th Sess Int. Geol. Congr. Leningrad, pp. 95-113.

Keller, G.H., and Richards, A.F. (1967). Sediments of the Malacca STrait, *Southeast Asia, J. Sed. Petrology,* 37, pp. 102-127.

Keller, W.D., and Littlefield, R.F. (1950). Inclusions in the quartz of igneous (Sic) and metamorphic rocks, *J. Sed. Petrology,* 20, pp. 74-84.

Kelling, G., and Stanley, D.J. (1976). Sedimentation in canyon, slope, and base-of-slope environments, In: *Marine Sediment Transport and Environment Management,* (Eds. D.J. Stanley and D.J.P. Swift) John Wiley, New York, pp. 379-435.

Kendall, C.G. St. C. (1969). An Environmental Re-interpretation of the Permian Evaporite/Carbonate Shelf Sediments of the Guadalupe Mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.* 80, 2503-2526pp.

Kendall, A.C. (1984). Evaporites. In "Facies Models" (R.G. Walker, Ed.). pp. 259-298. Geoscience Canada Reprint Series No. 1.

Kennedy, W.J. (1987). Late Cretaceous and Early Palaeocene sedimentation in the Greater Ekofisk Area, North Sea Central Graben. *Bull. des Centres de Recherches Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 11, 91-130.

Kennedy, S.K., and Arikan, F. (1990). Spalled quartz overgrowths as a Potential Source of Silt, *J. Sed. Petrology,* 60, pp. 438-444.

Kent, B.H. (1986). Evolution of thick coal deposits in the Powder River basin of northeastern Wyoming. In "Paleoenvironmental and Tectonic Controls in Coal-forming Basins of the United States" (P.C. Lyons and C.L. Rice, Eds). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 210. 105-122.

Kenyon, N.H., and Stride, A.H. (1970). The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France, *Sedimentology,* 14, pp. 159-173.

Khvorova, I.V. (1968). Geosynclinal siliceous rocks and some problems of their origin, *Rep. 23rd Int. Geol. Cong.*, Progue, Sect. 8, pp. 105-112.

Kindle, E.M. (1936). Dominent factors in the formation of firm and soft sand beaches: *J. Sed. Petrology,* 6, pp. 16-22.

Klein, G. de Vries (1963). Analysis and review of sandstone classificatins in the North American geological literature, *Bull, Geol. Soc. Am.,* 74, pp. 555-576.

Klein, G. de V. (1964). Diverse origins of graded bedding, *Ann. GSA and Assoc. Soc. Joint Meet., Miami Beach Progr.* 109.

Klein, G. de V. (1965). Dynamic significance of primary structures in the Middle Jurassie great oolite series, Southern England, In: (G.V. Middleton, Ed.) *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation,*

Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 12, pp. 173-191.

Klein, G. de V. (1967). Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 51, pp. 366-382.

Klein, G. de V., de Melo, U., and Favera, J.C.D. (1972). Subaqueous gravity processes on the front of Cretqceous delta Reconcavo Basin, Brazil., *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, pp. 1469-1492.

Kolb, C.R., and Van Lopik, J.R. (1966). Depositional envirionments of the Mississipi River deltaic plain-Southeastern Louisiana, In: (Shirley, L.M., and Ragsdale, J.A., Eds.), *Deltas in their Geologic Framework,* pp. 17-62, Houston, U.S.A.

Koster, E.H. and Steel, R.J. (Eds) (1984). Sedimentology of Gravels and Conglomerates. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* 10, 441 pp.

Kranzier, I. (1966). Origin of oil in Lower member of Tyler Formation of central Montana, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 50, pp. 2245-2259.

Krinsley, D. and Funnell, B.M. (1965). Environmental history of sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England, Quart. *Geol. Soc. Lond.*, 121, pp. 435-464.

Krinsley, D., and Cavallero, L. (1970). Scanning electron microscopic examination of periglacial eolian sands from long Island, New York, *J. Sed. Petrol.*, 40, pp. 1345-1350.

Krinsley, D.H., and Doornkamp, J.C. (1973). *Atlas of sand surfaces textures:* Cambridge Earth Sci. Series, 91 p.

Krumbein, W.C. (1934). Size frequency distributions of sediments., J. *Sed. Petrology,* 4, pp 65-77.

Krumbein, W.C., and Monk, G.D. (1942). Permeability as function of the size parameters of unconsolidated sands, *Am. Inst. Min. Met. Engres., Tech. Publs.*, 1492, pp. 1-11.

Krumbein, W.C., and Pettijohn, F.J. (1938). *Manual of Sedimentary Petrography,* Appleton-Century-Crofts, New York, 549 p.

Krumbein, W.C., and Sloss, L.L. (1963). *Stratigraphy and Sedimentation,* 2nd ed.: Freeman, San Francisco, 660 p.

Kuenen, P.H. (1948). Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. *Quar. J. Geol. Soc. Lond.*, 104, pp. 365-385.

Kuenen, P.H. (1953). Graded bedding with observations on lower Paleozoic rocks of Britain, Verh. Koninkl.Ned. Akad. Wetensch, Amsterdam, Afd. Nat., 20, pp. 1-47.

Kuenen, P.H. (1956a). Experimental abrasion of pebbles 1; wet sand blasting, *leid. Geol. Meded,* 20, pp. 131-137.

Kuenen, P.H. (1956b). Experimental abrasion of pebbles 2; rolling by current, *J. Geol.* 64, 336-368.

Kuenen, P.H. (1957). Sole markings of graded greywacke beds *J. Geol.* 65, pp. 231-258.

Kuenen, P.H. (1958a). Problems concerning course and transportation of flysch sediments, *Geologie en Mijnb.* 20, pp. 329-339.

Kuenen, P.H. (1958b). Experiments in Geology, *Trans. Geol. Soc. Glasgow,* 23, pp. 1-28.

Kuenen, P.H. (1960). Experimental abrasion 4: Eolian action, *J. Geol.,* 68, pp. 427-449.

Kuenen, P.H. (1965). Value of experiments in geology, *Geol. en Mijnb.,* 44, pp. 22-36.

Kuenen, P.H., and Migliorini, C.I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding, *J. Geol.,* 58, 91-128.

Kuenen, P.H. and Perdok, W.G. (1962). Experimental abrasion 5, frosting and defrosting of quartz grains. *J. Geol.,* 70, pp. 648-659.

Kukal, Z. (1971). *Geology of Recent Sediments,* Academic Press, London 490 p.

Laming, D.J.C. (1964). Sedimentary structures and paleocurrents in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 48, (abstract), 535.

Laming, D.J.C. (1966). Imbrication, paleocurrents and others, sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England, *J. Sed. Petrology,* 36, pp. 940-959.

Landes, K.K. (1967). Eometamorphism and oil and gas in time and place, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 51, pp. 828-841.

Langers, G.L., Robertson, J.O., and Chilingar, G.V. (1972). *Secondary Recovery and Carbonate Reservoirs,* Elsevier, Amsterdam, 250 p.

Laporte, L.F. (1968). *Ancient Environments:* Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 116 p.

Larsen, G., and Chilingar, G.V. (1967). *Diagenesis in Sediments,* Elsevier, Amsterdam, 551p.

Lee, C.J. (1919). Geology and groundwaters of the western part of San Diego Country, California, Wat. Supply Irrig. Pap. Wash. 446, 121 p.

Leeder, M.R. (1982). *Sedimentology Process and Product,* George Allen & Unwin, London, 344 p.

Leggett, J.K. (1985). Deep sea pelagic sediments and palaeo-oceanography: a review of recent progress. In "Sedimentology: Recent Advances and Applied Aspects" (P.J. Brenchley and B.P.J. Williams, Eds), pp. 95-122. Blackwell, Oxford.

Leighton, M.W., and Pendexter, G. (1962). Carbonate rock types. In *"Classification of Carbonate Rocks",* (W.E. Ham Ed.), pp. 33-61, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1.

Leliavsky, S. (1955) *An Indroduction to Fluvial Hydraulics* Constable, London, 257 p.
Leopold, L.B., and Wolman, M.G. (1957). River channel patterns; braided, meandering and straight, *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers,* 282-B, pp. 39-85.
Leopold, L.B., and Wolman, M.G. (1960). River meanders, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 71, pp. 769-794.
Leopold, L.B., Wolman, M.G., and Miller, J.P. (1964). *Fluvial Process in Geomorphology,* Freeman, San Francisco, London, 552 p.
Levorsen, A.I. (1964). Big geology for big needs, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 48, pp. 141-156.
Levorsen, A.I. (1967). *Geology of Petroleum,* Freeman Co., 724 p.
Lindsey, D.A. (1966). Sediment transport in a Precambrian ice age the Huronian Gowganda Formation: Science, 154, pp. 1442-1443.
Lisitzin, A.P. (1972). *Sedimentation in the World Ocean,* Soc. Econ. Paleon. Min., Spec. Pub. 17, 218.p.
Liu, H.K. (1957). Mechanics of sediment-ripple formation, *J. Hydraul. Div., Proc. amer. Sov. Civ. Eng.*, 83, pap. 1197.
Long, D.G.F. and Young, G.M. (1978). Dispersion of cross-stratification as a potential tool is the interpretation of Proterozoic arenites. *J. sedim. Petrol.* 48, 857-862.
Longman, M.W. (1980). Carbonate Diagenetic Textures from Nearshore Diagenetic Environments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 64, pp. 461-487.
Longwell, C.R., Flint, R.F., and Sanders, J.E. (1969). *Physical Geology,* New York, John Wiley and Sons, 685 p.
Loucks, R.G., Dodge, M.M. and Galloway, W.E. (1984). Regional controls on diagenesis and reservoir quality in Lower Tertiary sandstones along the Texas Gulf Coast. In "Clastic Diagenesis" (D.A. McDonald and R.C. Surdam Eds). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 37, 15-46.
Lowenstam, H.A. (1950). Niagaran reefs of the Great Lakes Area, *J. Geol.,* 58, pp. 430-487.
Lucia, F.J. (1962). Diagenesis of a crinoidal sediment, *J. Sed. Petrology,* 32, pp. 848-865.
Lucia, F.J., and Murray, R.C. (1967). Origin and distribution of porosity in crinoidal rocks, 7th World Petrol. Congr., Mexico, Panel Disc., no. 3.
Lyle, M. (1976). Estimation of hydrothermal managanese Input to the oceans, *Geology,* 4, pp. 733-736.
Lyell, Charles (1865). Elements of Geology, John Murray, London, 794 p.
Lyons, P.L., and Dobrin, M.B. (1972). Seismic exploration of stratigraphic

traps, In: *Stratigraphic Oil and Gas Fields, (R.E. King, Ed.) Am. Assoc. Petrol. Geol.,* No. 16, pp. 225-243.

Lyons, P.C. and Rice, C.L. (Eds.) (1986). "Paleoenvironmental and Tectonic Controls in Coal forming Basins of the United States." *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 210, 191 pp.

Macar, P. (1948). Les pseudondules du famenien et leur origine, *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 72, pp. 47-74.

Macar, P., and Antun, P. (1949). Pseudonodules et glissements sousaquatiques dans l'Emsian inferior de l'Oesling, *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 73, pp. 121-150.

MacIntyre, I.G. (1985). Submarine cements the peliodal question. In "Carbonate Cements" (N. Schneidermann and P.M. Harris, Eds.). *Soc. Econ. Pal. & Min. Spec. Pub.* 36, 109-116pp.

Mackenzie, F.T., and Gees, R. (1971). Quartz: Synthesis at earth-surface conditions, *Science, N.Y.*, 3996, pp. 533-535.

Magara, K. (1980). Comparison of Porosity-depth relationship of shale and sandstone. *J. Petrol. Geol.* 3, 175-185pp.

Magleb, D.C., and Klein, I.E. (1965). Ground water conditions and potential pumping resources above the Corcoran Clay. *U.S. Bureau Reclamation Open File Rept.* 21 p.

Maksimova, S.V. (1972) Coral reefs in the Arctic and their paleogeographic interpretation, *Int. Geol. Rev.*, 14, pp. 764-769.

Margolis, S.V., and Krinsley, D.H. (1971). Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, pp. 3395-3406.

Marr, J.E. (1905). Classification of sedimentary rocks. *Quart. J. Geol. Soc.*, 61, pp. IXXI.

Martin, R. (1963). Rosedale Channel: evidence for Late Miocene submarine erosion in Great Valley of California, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 47, pp. 441-456.

Martin, R. (1966). Paleogeomorphology and its applications to exploration for oil and gas. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 50, pp. 2277-2311.

Martini, I.P. (1971). Grain size orientation and paleocurrent systems in the Thorold and Grimsby sandstones (Silurian), Ontario and New York, *J. Sed. Petrology*, 41, pp. 425-434.

Martinsson, A. (1965). Aspects of a Middle Cambrian Thanatotope in Oland. *Geol. För. Stockh. Förh*, 87, pp. 181-230.

Mason, C.C., and Folk, R. L. (1958). Differentiation of beach, dune and oelian flat environments by size analysis, Mustang Island Texas, *J. Sed. Petrology*, 28, pp. 211-226.

Massa, D. (1965). Observations sur les series Devonniennes des confins Algero-Marocains du Sud., *C.F.P. Mem.,* 8, Paris. 187 p.

Mast, R.F., and Potter, P.E. (1963). Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability, pt. 2, *J. Geol.,* 71, pp. 548-565.

Maxwell, J.C. (1964). Influence of depth, temperature and geologic age on porosity of quartzoze sandstone, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 48, pp. 697-709.

Maxwell, W.G.H. (1968). *Atlas of the Great Great Barrier Reef,* Elsevier, Amsterdam, 242 p.

McBride, E.F., and Hayes, M.O. (1962). Dune cross-bedding on Mustang Island, Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 46, pp. 546-551.

McBride, E.F. (1963). A classification of common sandstones, *J. Sed. Petrology,* 33, pp. 664-669.

McBride, E.F., and Yeakel, L.S. (1963). Relationship between parting lineation and rock fabric, *J. Sed. petrology,* 33, pp. 779-782.

McCave, I.N. (1970). Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal current, *J. Geophys. Res.,* 75, pp. 4151-4159.

McCave, I.N. (1985). Recent shelf clastic sediments. In "Sedimentology: Recent Advances and Applied Aspects" (B.P.J. Brenchley and B.P.J. Williams, Eds), pp. 49-66. Blackwell, Oxford.

McConnell, P.C. (1951). Drilling and production technieques that yield nearly 850,000 barrels per day in Saudi Arabia fabulous Abasqaiq field, *Oil Gas J. Dec.* 20th, 1951, 197p.

McCubbin, D.G. (1982). Barrier-island and Strand Plain Facies. In "Sandstone Depositional Environments" (P.A. Scholle and D. Spearing, Eds.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 31, 247-280pp.

McGregor, A.A., and Biggs, C.A. (1972). Bell Creek Oil field, Montana. In: *Stratigraphic Oil and Gas Fields* (Ed. R.E. King), pp. 367-375, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. No. 16.

McKee, E.D. (1957). Primary structures in some recent sediments, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 41, pp. 1704-1747.

McKee, E.D. (1966). Dune structures, *Sedimentology,* 7, pp. 3-69.

McKee, E.D. (1971). Primary structures in dune sand and their significance. In: *The Geology of Libia,* (C. Grey, ed.) University of Libia, pp. 401-408.

McKee, E.D. (1979). "Global Sand Seas". *U.S.G.S. Prof. Paper* 1052, 421p.

McKee, E.D., and Weir, G.W. (1953). Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 64, pp. 381-390.

McKee, E.D., and Tibbitts, G.C. (1964). Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya, *J. Sed. Petrology,* 34, pp. 5-17.

McKee, E.D. Crosby, E.J., and Berryhill, H.L. (1967). Flood deposits, Bijou

Creek,Colorado, June, 1965, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 829-851.

McKee, E.D., and Gutschick, R.C. (1969). History of Redwall Limestone of Northern Arizona, No. 114, *Mem. Geol. Soc. Am.,* 726 p.

Meade, R.H. (1966). Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands-review: *J. Sed. Petrology,* 36, pp. 1085-1101.

Meissner, R. (1986). "The Continental Crust" Academic Press, London. 448 pp.

Mellon, G.B. (1964). Discriminatory analysis of calcite- and silicate-cemented phases of the Mountain Park Sandstone: *J. Geol.* 72, pp. 786-809.

Melvin, J. and Knight, A.S. (1984). Lithofacies, diagenesis and porosity of the Ivishak Formation. Prudhoe Bay Area, Alaska. In "Clastic Diagenesis" (D.A. McDonald and R.C. Surdam, Eds). *Am. Ass. Petrol. Geol. Min.* 37, 347-366.

Mero, J.L. (1965). *The Mineral Resources of the Sea,* Elsevier, Amsterdam, 312 p.

Merriam, D.F. (1967). *Computer Applications in the Earth Sciences:* Colloqium on time-Series Analysis. Computer Contribution No. 18, Geological Survey, University Kansas.

Merritt, R.D. and McGee, D.L. (1986). Depositional environment and resources potential of Cretaceous coal-bearing strats at Chignik and Herendeen Bay, Alaska peninsula. *Sed. Geol.* 49, 21-50.

Miall, A.D. (1970). *Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island,* Arctic Canada, *J. Sed. petrology,* 40, pp. 556-611.

Mial, A.D. (Ed.) (1978). Fluvial Sedimentology. *Can. Soc. Pet. Geol. Sp. Pub.* 5, 859p.

Miall, A.D. (1984). "Principles of Sedimentary Basin Analysis" Springer-Verlag, Berlin. 490 pp.

Middleton, G.V. (1965a). Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, *Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Pub.,* 12.

Middleton, G.V. (1965b). Antidune cross-bedding in a large flume. *J. Sed. Petrology* 35, pp. 922-927.

Middleton, G.V. (1966a). Experiments on density and turbidity currents. 1. *Can J. Earth Sci.,* 3, pp. 523-546.

Middleton, G.V. (1966b). Experiments on density and turbidity currents. II. *Can. J. Earth. Sci.,* 3, pp. 627-637.

Middleton, G.V. (1967). Experiments on density and turbidity currents. III. *Can. J. Earth Sci.,* 4, pp. 475-505.

Middleton, G.V. (1977). *Hydraulic Interpretation of primary sedimentary structures.* Soc. Econ. Paleont. Miner., Reprint Ser. 4.

Milliman, J.D. (1974). "Marine Carbonates" Springer-Verlag. Berlin, 375p.

Mills, P.C. (1983). Genesis and diagnostic value of soft sediment deformation

structures review. *Sed. Geol.* 35, 83-104.

Millot, G. (1970). *Geology of Clays,* Springer-Verlag, Berlin, 429 p.

Milner, H.B. (1962). Sedimentary Petrography, 2*nd* ed.: V. 1, *Methods in sedimentary petrography;* V. 2, *Principles and applications,* New York Macmillan Company, V. 1, 643 p, V. 2, 715 p.

Mitchell, A.H.G. and Reading, H.G. (1978). Sedimentation and Tectonics. In "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.) pp. 439-476. Blackwell Scientific, Oxford.

Moiola, R.J., and Weiser, D. (1968). Textural parameters: An evaluation: *J. Sed. Petrology,* 38, pp. 45-53.

Moore, R.C. (1949). Meaning of facies in: *Sedimentary Facies in Geologic History,* Geol. Soc. Amer. Mem. 39, pp. 1-34.

Moore, G.T., and Asquith, D.O. (1971). Delta: term and Concept, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 82, pp. 2563-2568.

Moretti, I. and Chenet, P.Y. (1987). The evolution of the Suez Rift: a combination of stretching and secondary convection. *Tectonophysics* 133, 229-234.

Morgan, J.P. (1970). Depositional processes and products in the deltaic environment., In: (Morgan, J.P., and Shaver, R.H., eds.), *Deltaic Sedimentation Ancient and Modern,* Soc. Econ. Paleon. Mineralogists, Spec. Publ. No. 15, pp. 31-47.

Morgan, J.P. and Shaver, R.H. (1970). *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient.* Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Spec. Puble. 15, 312 p.

Morrow, N. R. (1971). Small-scale packing heterogenetics in porous sedimentary rocks, *Am. Assoc. Petrol Geol. Bull.,* 55, 514-522.

Morrow, D.W. (1982a). Dolomite. Part I. Geoscience Canada 9, pp. 5-13.

Morrow, D.W. (1982b). Dolomite. Part II. *Geoscience Canada* 9, pp. 95-107.

Moshrif, M.A. (1976). Sedimentology of the Lower Cretaceous Rocks in Central Saudi Arabia, (*Unpublished Ph.D. Thesis*) Univ. of Wales, Swansea, 446 p.

Moshrif, M. A. (1978). Environmental Interpretation of Sand Grain Surface Textures in the Biyadh-Wasia Sandstone Formations in Central Saudi Arabia, *J. of Fac. of Sci., Univ. of Riyadh,* 9, pp. 119-133.

Moshrif, M. A. (1980). Recognition of Fluvial Environments in the Biyadh-Wasia Sandstones (Lower, Middle Cretaceous) as revealed by Textural Analysis, *J. Sed. Petrology,* 50, pp. 603-612.

Moshrif, M. A. (1981). Sedimentation and Paleogeography of the Buwaib Formation (Lower Cretaceous) in Central Saudi Arabia, *J. Coll. Sci., Univ. of Biyadh,* 12 (1), pp. 205-231.

Moshrif, M.A. (1989). Fluvial Environment of the Southern Part of Wajid

Sandstone (Cambrian-Ordovician). Deduced by Textural Analysis, *Iraqi J. Sci.*, V. 30, No. 1, pp. 47-72.

Moshrif, M. A., and Al-Asa'ad, G. A. (1984). Sedimentation and environmental interpretation of Hanifa Formation (Upper Jurassic), Central Saudi Arabia, *J. Coll. Sci., King Saud Univ.*, 15 (2), pp. 479-505.

Moshrif, M. A., and Kelling, G. (1984). Stratigraphy and Sedimentary History of Upper-Lower and Middle Cretaceous Rocks, Central Saudi Arabia, Mineral Resources Bull. 28, 28 p., Deputy Ministry for Mineral Resources, Jiddah, Saudi Arabia.

Müller, G. (1967a). *Methods in Sedimentary Petrology*, Stuttgrat, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 283 p.

Müller, G. (1967b). Diagenesis in argillaceous sediments. In: *Diagenesis in Sediments*, (G. Larsen and G.V. Chilingar, Eds.) pp. 127-178, Elsevier, Amsterdam.

Müller, G., Iron, G., and Forstner, U. (1972). Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg Carbonates in the Lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59, pp. 158-164.

Mullins, H.T. and Cook, H.E. (1986). Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sed. Geol.* 48, 37-80.

Murray, A. N. (1930). Limestone oil reservoirs of northeastern United States and of Ontario, Canada, Econ. Geol. 25, 459F.

Murray, R. C. (1960). Origin of porosity in carbonate rocks, *J. Sed. Petrology*, 30, pp. 59-84.

Murray, R. C. (1964). Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite, *J. Sed. Petrology*, 34, pp. 512-523.

Mutti, E., and Lucchi, F. R. (1972). Le turbriditü dell' Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XI, pp. 161-199.

Nagtegall, P.J.C. (1978). Sandstone-framework instability as a function of burial diagenesis. *J. geol. Soc. Lond.* 135, 101-106.

Nandi, K. (1967). Garnets as indictors of progressive regional metamorphism, Mineral. Magazine, 36, pp. 89-93.

Narayan, J. (1970). Sedimentary structures in the Lower Greensand of the Weald England Bas-Boulounnais, *France. Sedimentary Geology*, 6, pp. 73-109.

Nelson, R.A. (1986). "Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs" Gulf Publishing, Houston. 320 pp.

Neugebauer, H.J. (1987). Models of lithospheric thinning. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* 15, pp. 421-444.

Newell, N. D., Rigby, J. K. Fischer, A.G., Whiteman, A. J., Hickox, J. E., and Bradbury, J. S. (1953). The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico, Freeman, San Francisco, 236 p.

Newell, N.D., and Rigby, J.K. (1957). Geological studies on the Great Bahama Bank, pp. 15-72, In: (Le Blanc, R. J., and Breeding, J. G. eds.), *Regional Aspects of Carbonate Deposition,* Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists, Spec., Pub., 5, Tulsa, 178 p.

Nickling, W.G. (Ed.) (1986). "Aeolian Geomorphology" Allen and Unwin, London, 307 pp.

North, F.K. (1985). "Petroleum Geology" Allen and Unwin, London, 607 pp.

Nriagu, A. and Moore, P.B. (1985). "Phosphate Minerals" Springer-Verlag, Berlin. 442 pp.

Oertal, G., and Curtis, C.D. (1972). Clayironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 83, pp. 2597-2606.

Ohle, E.L. (1980). Some considerations in "determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley type. *Econ. Geol.* 75, pp. 161-172.

Okada, H. (1971). Classification of sandstone, analysis and proposal, *J. Geol.,* 79, pp. 509-525.

Ollier, C. C. (1975). *Weathering,* edited by K. M. Clayston, 2nd, rev. impression, Longman, London, 304 p.

Oomkens, E. (1967). Depositional Sequences and Sand Distribution in a Deltaic Complex. *Geol. Mijnbouw,* 46, pp. 265-278.

Orris, G.J. (1986). Descriptive model of bedded barite. In "Mineral Deposit Models" (D.P. Cox and D.A. Singer, Eds), *USGS Bull.* 1693, pp. 216-217.

Otto, G. H. (1938). The sedimentation unit and its use in field sampling, *J. Geol.,* 46, pp. 569-582.

Owen P. R. (1964). Saltation of uniform grains in air, *J. Fluid. Mech.,* 20, pp. 225-242.

Paraguassu, A.B. (1972). Experimaental silification of sandstone, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 83, p. 2853.

Parkash, B. (1970). Downcurrent changes in sedimentary structures in Ordovician turbidite greywackes, *J. Sed. Petrology* 40, pp. 572-590.

Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks, *Geol. Mag.,* 107, pp. 501-504.

Parker, R. J., and Siesser, W. G. (1972). Petrology and origin of some phosphorites from the Southern African Continental margin, *J. Sed. Petrology,* 42, pp. 434-440.

Parker, R.J. (1975). Lower Tertiary sand development in the central North Sea, In: *Petroleum and the Continental Shelf of North-West Europe,* (Ed. A. R.

Woodland), Applies Science Publishers, London, pp. 447-456.
Passega, R. (1957). Texture as characteristic of clastic deposition: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 41, pp. 1952-1984.
Passega, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geological tool, *J. Sed. Petrology,* 34, pp. 830-847.
Patel, E.K. (1987). Lateritization and bentonitization of basalt in Kutch, Gujarat State, India. *Sed. Geol.* 55, 327-346.
Payne, R.R., Conolly, J.R. and Abbott, W.H. (1972). Turbidite muds within diatom ooze off Antarctica: Pleistocene sediment variation defined by closely spaced piston cores, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, pp. 481-486.
Payne, T.G. (1942). Stratigraphical analysis and environmentals reconstruction, Am. Assoc. Petrol. *Geol. Bull.*, 26, pp. 1697-1770.
Pedley, H.M. and Bennett, S.M. (1985). Phosphorites, hardgrounds and syn-depositional solution subsidence: a palaeoenvironmental model for the Miocene of the Maltese Islands. *Sed. Geol.* 45, 1-34pp.
Peterson, C.D., Gleeson, G.W. and Wetzel, N. (1987). Stratigrphic development, mineral sources and preservation of marine places from Pleistocene terraces in southern Oregon. U.S.A. *Sed. Geol.* 53, 203-209.
Peterson, M.N.A., and Von der Broch, C.C. (1965). Chert: modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality, *Science, N.Y.*, 149, pp. 1501-1503.
Pett, J.W., and Walker, R.G. (1971). Relationship of flute cast morphology to internal sedimentary structures in turbidites, *J. Sed. Petrology,* 41, pp. 114-128.
Pettijohn, F.J. (1926). Intraformational phosphate pebbles of the Twin City Ordovician, *J. Geol.*, 34, pp. 361-373.
Pettijohn, F.J. (1948). A preface to the classification of the sedimentary rocks. *J. Geol.* 56, pp. 112-117.
Pettijohn, F.J. (1957). *Sedimentary Rocks,* 2nd ed., Harper and Bros., New York, 718 p.
Pettijohn, F.J. (1962). Paleocurrents and Paleogeography, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 46, pp. 1468-1493.
Pettijohn, F.J. (1975). *Sedimentary Rocks,* 3rd ed., Harber and Row, Publishers, New York., 628 p.
Pettijohn, F.J., and Potter, P.E. (1964). *Atlas and Glossary of Sedimentary Structures,* Springer -Verlag, Berlin, 370 p.
Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone,* Springer-Verlag, Berlin, 618 p.
Pezzetta, J.M. (1973). The St. Clair River delta: Sedimentary characteristics and depositional envirionments. *J. Sed. Petrology,* 43, pp. 168-187.

Philippi, G.T. (1957). Identification of source beds by chemical means, *Rep. 20th Int. Geol. Cong.* Mexico City, Session 3, pp. 25-38.

Picard, M.D. (1971). Classification of fine-grained sedimentary rocks, *J. Sed. Petrology,* 41, pp. 179-195.

Picard, M.D., and High, L.R. JR. (1972). Criteria for recognizing lacustrine rocks, In: (Rigby, J.K., Hamblin, W. K. eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments, *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.,* 16, pp. 108-145.

Playford, P.E., and Lowry, D.C. (1966). Devonian reef complexes of Canning Basin, Western Australia, *Geol. Survey Western Australia Bull.* 118, 150 p.

Plummer, P.S. and Gostin, V.A. (1986). Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis. *J. sedim Petrol.* 51, 1147-1156.

Poole, D.M. (1958). Heavy mineral variations in San Antonio and Mesquite Bays of the central Texas coast, *J. Sed. Petrology,* 28, pp. 65-74.

Posnjak, E. (1938). The system $CaSO_4$-H_2O, *Am. J. Sci.,* 235-A, pp. 247-272.

Posnjak, E. (1940). Deposition of calcium sulfate from sea water, *Am. J. Sci.,* 238, pp. 559-568.

Potter, P.E., and Scheidegger, A. E. (1966). Bed thickness and grain size: graded beds, *Sedimentology,* 7, pp. 223-240.

Potter, P.E. (1967). Sand bodies and sedimentary envirionments: a review, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 51, pp. 337-365.

Potter, P.E., and Pettijohn, F.J. (1977). *Paleocurrents and Basin Analysis,* New York, Springer-Verlag 2nd ed. 425 p.

Powers, M.C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles: *J. Sed. Petrology,* 23, pp. 117-119.

Powers, R.C. (1967). Fluid release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 51, pp. 1240-1253.

Powers, R.W. (1962). Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks, In: (W.E. Ham, ed.), *Classification of carbonate rocks,* Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, pp. 122-192.

Pray, L.C. (1960). Compaction in calcilutites (abstract): *Geol. Soc. Am. Bull.,* 71, p. 1946.

Prospero, J.M., and Carlson, T.N. (1972). Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western Equatorial North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.* 77, pp. 5255-5265.

Pryor, W.A. (1973). Permeability-Porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. *Am., Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 57, pp. 162-189.

Purdy, E.G. (1961). Bahamian oolite shoals, In: *"The Geometry of Sandstone Bodies",* A symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol., pp. 53-62.

Purdy, E.G. (1963). Recent calcium carbonate facies of the great Bahama bank, *J. Geol.,* 71, pp. 334-355, pp. 472-497.

Purser, B.H. (1973). *The Persian Gulf.* Holocene carbonate sedimentation and diagensis in a shallow epicontinental sea, New York Springer-Verlag, 471p.

Pusey, W.C. (1973). Paleotemperatures in the Gulf Coast using the ESR-Kerogen method, *Trans. Gulf. Cst. Assoc. Geol. Socs.,* 23, pp. 195-202.

Quennell, A.M. (1985). "Continental Rifts", Benchmark Papers in Geology Series Van Nostrand, New York, 349 pp.

Rahman, R.A. and Flores, R.M. (1984). "Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences". Spec. Pub. No. 7. International Ass. Sedol. Blackwell, Oxford. 417 pp.

Rainwater, E.H. (1966). The Geologic Importance of deltas. In: *Deltas* (Ed. M. L. Shirley and J. A. Ragsdal) Houston Geol. Soc., pp. 1-16.

Raiswell, R. (1971). The growth of Cambrian and Liassic concretions, *Sedimentology,* 17, pp. 147-171.

Ramberg, I.B., Milanovšky, E.E. and Qvale, G. (Eds) (1987). Continental rifts - principles and regional characteristics. *Tectonophysics* 143, 252 pp.

Raup, O.B., and Miesch, A.T. (1957). A new method for obtaining significant average directional measurements in cross-stratification studies, *J. Sed. Petrology,* 27, pp. 313-321.

Raymond, Loren A. (1995). *Petrology, the study of Igneous,* Sedimentary and Metamorphic Rocks. Wm. C. Brown Publishers. London, 742p.

Read, J.F. (1985). Carbonate platform facies models. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 69, 1-21.

Reading, H.G. (1981). *Sedimentary Environments and Facies,* Elsevier, New York, 569 p.

Reading, H.G. (Ed.) (1985a). "Sedimentary Environments and Facies", 2nd edition. Blackwell, Oxford. 613 pp.

Reading, H.G. (1985b). Facies. In "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.), 2nd edition, pp. 4-19. Blackwell, Oxford.

Reading, H.G. (Ed.) (1986). "Sedimentary Environments and Facies" (2nd edition). Blackwell Scientific, Oxford. 615 pp.

Reading, H.G., and Walker, R.G. (1966). Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finmark, Northern Norway, *Paleogeog. Paleoclimatol. Paleoecol.,* 2, pp. 177-212.

Reeckman, A. and Friedman, G.M. (1982). *"Exploration for Carbonate Petroleum Reservoirs"* Wiley, Chichester. 213p.

Reeves, C.C., JR. (1968). *Introduction to Paleolimnology. Developments in Sedimentology,* Vol. 11, Amsterdam, Elsevier, 228 p.

Reeves, C.C., JR. (1972). *Playa Lake Symposium, 1970. ICASALS Pub. No.* 4, Texas Tech. University, Lubbock, 334 p.

Reiche, P. (1938). An analysis of cross-lamination of the Coconino Sandstone, *J. Geol.*, 44, pp. 905-932.

Reijers, T.J.A. and Hsu, K.J. (1986). "Manual of Carbonate Sedimentology: A Lexicographical Approach" Academic Press, London. 302 pp.

Reineck, H.E. (1963). Sedimentgefüge in Bereich der südlichen Nordsee, *Abh. senckenb naturf. Ges.*, Frankfurt, 505, 138 p.

Reineck, H.E. (1971). Marine sandhörper, rezent und fossil, (Marine sandbodies recent and fossil), *Geol. Rdsch.* 60, pp. 302-321.

Reineck, H.E., Gutmann, W.F., and Hertweck, (1967). Das Schlickgebeit Südlich Helgoland alsBeuspid rezenter Schef-ablagerungen Senckenbergiana Lethaea, 48, pp. 219-275.

Reineck, H. E., and Wunderlich, F. (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding, *Sedimentology*, 11, pp. 99-104.

Reineck, H.E., and Singh, I.B. (1971). Der Golf VonGaeta/Tyrrhenusches Meer. 3. Die Gefüge Von Vorstrand-und Schef-sedimenten Senckenbergiana, Marit, 3, pp. 185-201.

Reineck, H.E., and Singh, I.B. (1973). *Depositional Sedimentary Environments*, 1st. Ed., New York, Springer-Verlag, pp. 7-113.

Reineck, H.E., and Singh, I.B. (1975). *Depositional Sedimentary Environments*, Reprint of the First Ed., Springer-Verlag New York, 439p.

Rich, J.L. (1950). Flow markings, groovings, and intrastratal crumplings, etc., *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 34, pp. 717-741.

Richardson, W.A. (1919). On the origin of septarian structure, *Min. Mag.*, 18, pp. 327-338.

Riedel, W.R. (1963). The preserved record: Paleontology of Pelagic Sediments, In: *The Sea* (Ed. M. N. Hill), Vol. III, pp. (866-887), Interscience, New York.

Rittenhouse, G. (1971a). Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains a theoretical approach. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55. pp. 92-96.

Rittenhouse, G. (1971b). Pore space reduction by solution and cementation, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55, pp. 80-91.

Robison, R.B. (1966). Classification of reservoir rocks by surface texture, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 50, pp. 547-559.

Robinson, R.B. (1967). Diagenesis and Porosity development in Recent and Pleistocene oolites from Southern Florida and the Bahamas, *J. Sed. Petrology*, 37, pp. 355-364.

Rodgers, J. (1950). The nomenclature and classification of the sedimentary

rocks. *Am. J. Sci.*, 248, pp. 297-311.

Rodriguez, J., and Gutschich, R.C. (1970). Late Devonian-early Mississippian ichnofossils from Western Montana and Northern Utah, In: *Trace Fossils*, (T.P. Crimes and J. C. Harper, Eds.) pp. 407-438, Lpool Geol. Soc.

Rogers, J.J.W., and Head, W.B. (1961). Relationships between porosity, median size, and sorting coefficients of synthetic sands, *J. Sed. Petrology,* 31, pp. 467-470.

Ross, C.S., and Smith, R.L. (1961). Ashflow tuffs-their origin, geologic relations, and identifications: *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper,* 366, 81 p.

Royse, C.F. (1970). A sedimentologic analysis of the Tongue River-Sentinel Butte Interval (Paleocene) of the Williston Basin, western North Dakota, *Sediment. Geol.,* 4, pp. 19-80.

Rusnak, G.A., and Nesteroff, W.D. (1964) Modern turbidites: terrigenous abyssal plain versus bioclastic basin. In: *Marine Geology* (L.R. Miller, ed), pp. 488-503, Macmillan, New York.

Russell, R.D., and Taylor, R.E. (1937). Roundness and shape of Mississippi River sands, *J. Geol.,* 45, pp. 225-267.

Rust, B.R. (1972). Structure and process in a braided river, *Sedimentology,* 18, pp. 221-246.

Rust, B.R. (1978). A classification of aliuvial channel systems. In "Fluvial Sedimentology" (A.D. Miall, Ed.), 187-198. Can. Soc. Pet. Geol. Calgary.

Ruxton, B.P. (1968). Measures of the degree of chemical weathering of rocks, *J. Geol.,* 76, pp. 518-527.

Sabine, P.A. (1974). How should rocks be named (essay review). *Geol. Mag.,* 111, pp. 165-176.

Sames, C.W. (1966). Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits, *J. Sed. Petrology,* 36, pp. 126-142.

Sawlowicz, Z. (1986). Comment on 'Oil shales, evaporites and ore deposits' by Hans P. Eugster. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1829-1830.

Scherer, M. (1987). Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porousity prediction. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 71, 485-491.

Scheidegger, A.E. (1957). *The Physics of Flow Through Porous Media,* New York, Macmillan, Inc., 236 p.

Schiedegger, A.E., and Potter, P.E. (1968). Textural studies of graded bedding, *Sedimentology,* 11, pp. 163-170.

Scheidegger, A.E., and Potter, P.E. (1971). Down-current decline of grain size and thickness single turbidite beds: a semi-quantitative analysis, *Sedimentology,* 17, pp. 41-49.

Schlee, J. (1957). Fluvial gravel fabric, *J. Sed. Petrology,* 27, pp. 162-176.

Schlumberger, Ltd. (1970). *Fundamentals of Dipmeter Interpretation,* Schlumberger, Ltd., New York, 145 p.

Schmidt, V. (1961). Petrographische und Fazielle Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Oberkim-meridge und des Oberen Malm 1. in Südoldenburg, Diss, Kiel, 287 p.

Schmidt, V. (1965). Facies, diagenesis and related reservoir properties in the Crigos beds (Upper Jurassic), Northwestern Germany, In: (L. C. Proy and R. C. Murry, eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis,* Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 13, pp. 124-168.

Schneidermann, N. and Harris, P.M. (Eds) (1985). "Carbonatle Cements". *Soc. Econ. Pal. & Min. Spec. Pub.* 36, 379p.

Scholle, P.A. (1978). Carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 27, 241p.

Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, C.H. (1983). "Carbonate Depositional Environments" *Ann. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33, 708pp.

Schroder, J. and Purser, B.H. (1986). "Reef Diagenesis" Springer-Verlag, Berlin. 330 pp.

Schwarzbach, M. (1964). Geologische Tätigkeit der Seen. Geologische Tatigkeit des Eises und die Periglazialgebeite, In: (Brinkmann. R., ed.), *Lehrbuch der allgemeinen Geologie* Vol. I, Ferdinand Enke., Stuttgart, pp. 177-207; pp. 207-249.

Scoffin, T.P. (1987). "An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks" Blackie, London, 274p.

Scott, A.C. (1987). "Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances". Spec. Pub. Geol. Soc. Lond. No. 32, 340 pp.

Scott, K.M. (1971). Origin and sedimentology of 1969 debris flows near Glendora, California, *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 750-C, C242-247.

Seilacher, A. (1962). Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion, *J. Geol.*, 70, pp. 227-234.

Seilacher, A. (1963). Umlagerung und Rolltransport von cephalopoden-Gehäusen: *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh.* 11, pp. 593-615.

Seilacher, A. (1964). Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils, *Sedimentology,* 3, pp. 253-256.

Seilacher A. (1964a). Biogenic sedimentary structures, In: *Approaches to Paleoecology,* (Imbrie, J., and Newell, N. eds.), New York, Wiley, pp. 296-316.

Seilacher, A. (1967). Bathumetry of trace fossils, In: *Depth Indicators in Marine Sedimentary Environments,* (by: A Hallam, Ed.) Marine Geology, Sp. Issue, 5, No. 5/6, pp. 413-428.

Selley, R.C. (1966). Petrography of the Torridonian rocks of Raasay and Scal-

pay, Inverness-hire. *Proc. Geol. Ass. land.* 77, 293-314pp.
Selley, R.C. (1968). A classification of paleocurrent models, *J. Geol.*, 76, pp. 99-110.
Selley, R.C. (1969). Torridonian alluvium and quicksands, Scott. *Jour. Geol.*, 5, pp. 328-346.
Selley, R.C. (1970). Ichnology of Paleozoic sandstones in the southern desert of Jordan: a study of trace fossils in their sedimentologic context. In: *Trace Fossils,* (T.P. Crimes and J.C. Harper, Eds.) Lpool. Geol. Soc. Spec. issue, 3, pp. 477-488.
Selley, R.C. (1972). Diagnosis of marine and non-marine environments from the Cambro-Ordovician sandstones of Jordan, Quar. *J, Geol. Soc. Lond,* 128, pp. 135-150.
Selley, R.C. (1976). *An introduction to Sedimentology,* Academic Press, London, 408p.
Selley, R.C. (1978). *Ancient Sedimentary Environments* (2nd Ed.) Cornell University Press, New York, 278p.
Selley, R.C. (1982). *An introduction to Sedimentology* (2nd Edition), Academic Press, London, 417p.
Selley, R.C. (1984). Porosity evolution of truncation traps: diagenetic models and log responses *Proc. Norwegian Offshore North Sea Conf., Stavanger.* Norwegian Petroleum Society, Oslo, Paper G3, 17p.
Selley, R.C. (1985). Elements of Petroleum Geology. W.H. Freeman, New York. 449p.
Selley, R.C. (1985). "Ancient Sedimentary Environments", 3rd edition. Chapman and Hall, London, 317p.
Selley, R.C. (1990). An Introduction to Sedimentology, Academic Press, London, 417p.
Selley, R.C. (1994). Applied Sedimentology, Academic Press, London, 446p.
Selley, R.C. and Stoneley, R. (1987). Petroleum habitat In *"Petroleum Geology of North West Europe"* (J. Brooks and K. Glennie Eds.) pp. 139-148. Graham and Trotman. London.
Selley, R.C., Sutton, J., Shearman, D.J., and Watson, J. (1963). Some under water disturbances in the Torridonian of Skye and Raasay, *Geol. Mag.,* 100, pp. 224-243.
Sellwood, B.W. (1986). Shallow-marine carbonate environments. In "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.), 2nd edition, pp. 283-342. Blackwell, London.
Semeniuk, V. (1986). Calcrete breccia floatstone in Holocene sand developed by storm-uprooted trees. *Sed. Geol.* 48, 183-192 pp.
Sengupta, S. (1966). Studies on orientation and imbrication of pebbles with

respect to cross-stratification, *J. Sed. Petrology,* 36, pp. 362-369.

Shand, S.J. (1947). *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore-Deposits.* Thomas Murby and Co., London, 488p.

Shannon, J.P., and Dahl, A.R. (1971). Deltaic stratigraphic traps in west Tuscola field, Taylor Country, Texas, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 55, pp. 1194-1205.

Shantser, E.V. (1951). Alluvium of river plains in a temperate zone and its significance for understanding the laws governing the structure and formation of alluvial suits, *Akad. Nauk. S.S.S.R. geol. Ser.* 135, pp. 1-271.

Shearman, D.J. (1970). Recent halite Rock, Baja California Mexico, Inst. *Minsing Metallurgy Trans.,* 79, pp. 155-162.

Shearman, D.J., Khouri, J., and Taha, S. (1961). On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura, *Proc. Geol. Assoc.,* 72, pp. 1-12.

Shelton, J.W. (1962). Shale compaciton in a section of Cretaceous Dakota sandstone, northwestern North Dakota. *J. Sed. Petrology,* 32, pp. 873-877.

Shelton, J.W. (1967). Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier bar and turbidity current and sand deposites. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 51, pp. 2441-2460.

Shelton, J.W., and Mack, D.E. (1970). Grain Orientation in determination of paleocurrents and sandstone trends, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 54, pp. 1108-1119.

Shepard, F.P. (1954). Nomenelature based on sand-Silt-Clay ratios, *J. Sed. Petrology,* 24, pp. 151-158.

Shepard, F.P. (1963a). Submarine Canyons In: *The Sea,* (M.N. Hill, Ed.) Vol. III, John Wiley, New York, pp. 480-506.

Shepard, F.P. (1963b). *Submarine Geology,* Chap. 12, Coral and other organic reefs, Harper, London, pp. 349-370.

Shepard, F.P. (1971). *Submarine Canyons, and Other Sea Velleys,* John Wiley, New York, 381p.

Shepard, P.E. (1964). Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments, In: *Deltaic and Shallow Marine Sediments,* (Ed. L. M. J. U. Van Straaten) Elsevier, Amsterdam, pp. 1-25.

Sheriff, R.E. (1976). Inferring stratigraphy from seismic data, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 60, pp. 528-542.

Shim, E.A. (1983). Birdseyes, Fenestrae, Shrinkage pores and loferites: a reevaluation. *J. Sedim. Petrol.,* 53, 619-628pp.

Shotten, F.W. (1937). The lower Bunter sandstones of north Worcestershire and east Shropshire (England), *Geol. Mag.,* 74, pp. 534-553.

Shrock, R.R. (1948a). Sequence in Layered Rocks, McGraw-Hill, New York, 507p.

Shrock, R.R. (1948b). A classification of sedimentary rocks, *J. Geol.*, 56, pp. 118-129.

Simons, D.B., and Richardson, E.V. (1961). Forms of bed roughness in alluvial channels. *Am. Soc. Civil Eng. Proc.*, 87, No. HY3, pp. 87-105.

Simons, D.B., and Richardson, E.V. (1966). Resistances to flow in alluvial Channels. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 422-J,* pp. 1-61.

Simons, D.B. Richardson, E.V., and Nordin, C.F. (1965). Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation,* (G. V. Middleton, Ed.), *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publs.*, 12, pp. 34-52.

Singh, I.B. (1972). On the bedding in the natural-levee and the point-bar deposits of the Gomti River. Uttar Pradesh, India, *Sedimentary Geology,* 7, pp. 309-317.

Sipple, R.F. (1968). Sandstone petrology, evidence-from luminesscene petrography, *J. Sed. Petrology,* 38, pp. 530-554.

Sipple, R.F. (1971). Quartz grain orientations-I (the photometric method). *J. Sed. Petrology,* 41, pp. 38-59.

Skempton, A.W. (1970), The consolidation of clay by gravitational compaction. *Q.J. Geol. Soc. Lond.*, 125, pp. 373-412.

Skipper, K. (1971). Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Quebec., *Sedimentology,* 17, pp. 51-68.

Slansky, M. (1986). "Geology of Sedimentary Phosphates" North Oxford Academic, London 211p.

Slichter, C.S. (1899). Theoretical investigation of the motion of ground water, *U.S. Geol. Surv., 19th Ann. Rept., pt. 11,* 305p.

Smalley, I.J. (1964a). Representation of packing in a clastic sediments. *Am. J. Sci.*, 262, pp. 242-248.

Smalley, I.J. (1964b). A method for describing the packing texture of clastic sediments, *Nature,* 203, pp. 281-284.

Smalley, I.J. (1972). The interaction of great river and large deposits of primary loess, *Trans. N.Y. Acad. Sci,* 34, pp. 534-542.

Smith, A.J. (1959). Structures in the stratified late-glacial clays of Windermere, England, *J. Sed. Petrology,* 29, pp. 447-453.

Smith, A.J. (1968). Lakes, In: (Fairbridge, R. W., Ed.), *The Encyclopedia of Geomophology,* Vol. 3, 598-603, New York, Reinhold Book Corporation.

Smith, N.D. (1972). Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river, *J. Sed. Petrology,* 42, pp. 624-634.

Smosna, R. (1987). Compositional maturity of limestones - a review. *Sed. Geol.*

51, 137-146.

Smyers N.B., and Peterson, G.L. (1971). Sandstone dike and sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California, Bull. Geol., *Soc. Am.* 82, 3201p.

Sneed, E.D., and Folk, R.L., (1958). Pebbles in the lower Colorado River, Texas-a study in particle morphogenesis, *J. Geol.*, 66, pp. 114-150.

Sonnenfeld, P. (1984). "Brines and Evaporites" Academic Press, London, 624p.

Sonnenfeld, P. (1985). Evaporites as source rocks of oil and gas. *J. Pet. Geol.* 8, 253-271pp.

Sorby, H.C., (1853). On the oscillation of the currents drifting the sandstone beds of the south-east of Northumberland, and their general direction in the coalfield in the neighbouhood of Edinburgh. Repts. of the Proc. of the Geol. and Polytechnic Soc. of the West Riding of Yorkshire for 1852, pp. 232-240.

Sorby, H.C. (1856). On the physical geography of the Old Red Sandstone of the central district of Scotland, New Philos. *J. New Ser.* 3, Edinburgh, pp. 112-122.

Sorby, H.C. (1908). On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks, Quart. *J. Geol. Soc.* London, 64, pp. 171-233.

Spencer, A.M. (1971). Late Pre-Cambian glaciation in Scotland, *Geol. Soc. Lond. Mem.*, 6, 100p.

Spencer, C.W. (1964). Unconsolidated Miocene dolomite in northern peninsular Florida, *Ann. GSA and Assoc. Soc. Joint. Meet., Miami Beach, Progr.* pp. 192-193.

Stanley, D.J. 1970). flyschoid sedimentation on the outer Atlantic margin off northeast North America, *Geol. Assoc. Canada, Spec. Papers* 7, pp. 179-210.

Stanley, D.J., and Unrug, R. (1972). Submarine Channel deposits, Fluxoturbidites and other indicator of slope and base slope environments in modern and antient marine basins. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments,* (J. K. Rigby and W. H. Hamblin, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec., Publs., 16, pp. 287-340.

Stanley, D.J., and Swift, D.J.P. (1976). *Marine Sediment Transport and Environmental Management,* John Wiley & Sons, New York.

Stapor, F.W., Jr. (1973). Heavy mineral (Sic) concentrating processes and density / shapt / size equilibria in the marine (Sic) and coastal dune sands of the Applachicola, Florida region, *J. Sed. Petrology,* 43, pp. 396-407.

Stauffer, P.H. (1967). Grainflow deposits and their implications Santa Ynez Mountains, California, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 487-508.

Stewart, H.B., Jr. (1958). Sedimentary reflections of depositional environments

in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 42, pp. 2567-2618.

Stockes, W.L. (1947). Primary lineation in fluvial sediments: a criterion on current direction, *J. Geol.,* 45, pp. 52-54.

Stockes, W.L. (1953). Primary sedimentary trent indicators as applied to ore finding in the Carrizo Mountains, Arizona and New Mexico. U.S. Atomic Energy comn. RME-3043, pt. 10.

Stow, D.A.V. and Lovell, J.P.B. (1979). Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.* 14, pp. 251-291.

Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. (Eds) (1984). "Fine-grained Sediments: Deep Water Processes and Facies." Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. No. 15. Blackwell, Oxford. 660p.

Stow, D.A.V. (1985). Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In "Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects" (P.J. Brenchley and B.P.J. Williams, Eds). pp. 67-94. Blackwell, Oxford.

Stow, D.A.V. (1986). Deep clastic seas. In "Sedimentary Environments and Facies" (H.G. Reading, Ed.). 2nd edition, pp. 399-444. Blackwell, Oxford.

Strahler, A.N., and Strahler, A.H. (1973). *Environmental Geoscience*, Santa Barbara, Calif., Hamilton Pub. Co., 509p.

Stride, A.H. (1963). Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain, Quart. *J. Geol. Soc. Lond.*, 119, pp. 175-200.

Stride, A.H. (1970). Shape and size trends for sandwaves in a depositional zone of the North Sea, *Geol. Mag.*, 107, pp. 469-478.

Sturt, B.A. (1961). Discussion in some aspects of sedimentation in orogenic belts, *Proc. Geol. Soc.* London, 1587, 78p.

Sundborg, A. (1956). The River Klaralven: a study of fluvial processes, *Geogr. Annlr.*, 38, pp. 127-316.

Surdam, R.C., Boase, W.S. and Crossey, L.J. (1984). The chemistry of secondary porosity. In "Clastic Diagenesis" (D.A. McDonald and R.C. Surdam, Eds.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 37, 127-150pp.

Surdam, R.C. and Crossey, L.J. (1987). Integrated diagenetic modelling. In "Annual Review of the Earth and Plenatary Society", No. 15, pp. 141-170. Ann. Revs. Inc. Palo Alto.

Suthren, R.J. (1985). Facies analysis of volcanic sediments: a review: In "Sedimentology: Recent Advances and Applied Aspects" (P.J. Brenchley and B.P.J. Williams, Eds), pp. 123-146. Blackwell, Oxford.

Swett, K., Klein, G. de V., and Smit, D.E. (1971). A Cambrian tidal sand body-The Eriboll Sandstone of northwest Scotland: an ancient: recent analog, *J. Geol., 79*, pp. 400-415.

Swift, D.J.P., Stanley, D.J., and Curray, J.R. (1971). Relict sediments on continental shelves: A reconsideration, *J. Geol.*, 79, pp. 322-346.

Swift, D.J.P., Duane, D.B., and Orrin, H.P. (1972). *Shelf Sediment Transport. Process and Pattern,* Stroudsberg, Pa.: Dawden Hutchinson, and Ross.

Swift, D.J.P., Duana, D.B., and Orrin, H.P. (1973).*Shelf Sediment Transport: Process and Pattern,* John Wiley, chichester, 670p.

Swift, D.J.P. and Palmer, H.D. (Eds.) (1978). "Coastal Sedimentation." Benchmark Papers in Geolopy, Vol. 42. Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsbery, 339p.

Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G., Freeland, G.L. and Oertel, G.F. (1983). Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard. *J. Sedim. Petrol.* 53, pp. 1295-1317.

Tanner, W.F. (1959). The importance of modes in cross-bedding data, *J. Sed. Petrology,* 29, pp. 211-226.

Tanner, W.F. (1968). Tertiary sea-level fluctuations, *Paleogeog. Paleoclimatol. Paleoecol. Sp. issue,* 178p.

Taylor, J.C.M. and Illing, L.V. (1969). Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. Sedimentology, 12, pp. 69-107.

Taylor, J.H. (1949). Petrology of the Northempton Sand Ironstone Formation, *Mem. Geol. Surv.* Great Britain, 111p.

Taylor, J.M. (1950). Pore-space reduction in sandstones, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 34, pp. 701-716.

Teichert, C. (1958a). Concept of facies, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 42, pp. 2718-2744.

Teichert, C. (1958b). Cold and deep-water coral banks, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 42, pp. 1064-1082.

Terry, C.E., and Williams, J.J. (1969). The Idris "A" Bioherm and Oil field, Sirte Basin, Libya-its commercial development regional Palaeocene geological setting and stratigraphy In: *The Exploration for Petroleum in Europe and North Africa.* (Ed. P. Hepple) Inst. Petrol., London, pp. 31-48.

Terwindt, J.H.J., and Bereusers, H.N.C. (1972). Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding, *Sedimentology,* 19, pp. 85-98.

Tissot, B.P. and Welte, D.H. (1978). "Petroleum Formation and Occurrence" Springer-Verlage, Berlin. 538p.

Titmarsh, J. (1986). "Geophysical Well Logging" Academic Press, London, 192p.

Tooms, J.S., Summerhayes, C.P., and McMaster, R.L. (1971). Marine geological studies on the northwest African margin: Rabat-Daker. In: *The Geology of the East Atlantic Continental Margin,* Vol. 4: Africa, pp. 11-25,

Inst. geol. Sci. Rept. 70/16.

Tourtelot, H.A. (1968). Hydraulic equivalence of grains of quartz and heavier minerals, and implications for the study of placers, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper,* 594-F, P. F1-F13.

Trask, C.B. and Palmer, J.E. (1986). Structure and depositional history of the Pennsylvanian system in Illinois. In "Paleoenvironvental and Tectonic Controls in Coal-forming Basins of the United States" (P.C. Lyons and C.L. Rice, Eds). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 210, 63, 78.

Trask, P.D. (1930). Mechanical analysis of sediment by centrifuge, *Econ. Geology,* 25, pp. 581-591.

Trask, P.D. (1931). Compaction of sediments, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 15, pp. 271-276.

Trask, P.D. (1932). *Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum,* Houston, Texas, Gulf Pub. Co. 323p.

Trendall, A.F. (1968). Three great basins of Precambrian banded iron formation deposition; a systematic comparison, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 79, pp. 1527-1544.

Tsoar, H. and Pyre, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedol.* 34, pp. 139-153.

Turnbull, W.J. Krinitsky, E.S., and Johnson, L J. (1950). Sedimentary geology of the alluvial Valley of the Mississippi River and its bearing on foundation problems In: (Trask, P. D., ed.), *Applied Sedimentation.* Joh, Wiley, New York, pp. 210-226.

Turner-Peterson, C.E. and Fishman, N.S. (1986). Geologic synthesis and genetic models for uranium mineralization, Grants Uranium Region. New Mexico. In "A Basin Analysis Case Study – The Morrison Formation, Grants Uranium Region, New Mexico" *Am. Ass. Petrol. Geol. Stud. Geol.* 22, pp. 35-52.

Twenhofel, W.H. (1926). *Treatise on Sedimentation,* Dover Publishing New York, 926p.

Twendhofel, W.H. (1932). *Treatise on Sedimentation,* the Williams and Wilkins Co., Boltimore, New York.

Twenhofel, W.H. (1950). *Principles of Sedimentation,* McGraw-Hill Inc., New York, 673p.

Udden, J.A. (1894). Erosion transportation and sedimentation by the atmosphere, *J. Geol.,* 2, pp. 318-331.

Udden, J.A. (1896). Dust and sand storms, in the west, *Pop. Sci. Mon.,* 49, pp. 655-664.

Udden, J.A. (1898). The mechanical composition of wind deposits Augustana Library Publ. 1, pp. 1-69.

Unesco, (1973). Genesis of Pre-Cambrian Iron and Manganees Deposits. *Proc. Kiev. Symposium, 1970,* 382p.

Valeton, I. (1972). *Bauxites, Development in Soil Science,* No. 1. Elsevier, Amsterdam, 226p.

Valeton, I. (1973). Pre-bauxite red sediments and sedimentary relicts in Surinam bauxites, *Geologie Mijnb,* 52, pp. 317-334.

Van Andel, T.H. (1985). "New Views on an Old Planet" Cambridge University Press Cambridge, 318p.

Van de Kamp, P.C., Conniff, J.J., and Morris, D.A. (1974). Facies relations in the Eocene-Oligocene in the Santa Ynez Mountains, California, *J. Geol. Soc. Lond.,* 130, pp. 54-566.

Van der Lingen, G.J. (1969). The turbdite Problem, New Z. *J. Geol. Geophys.,* 12, pp. 7-50.

Van Houten, F.B. (1964). Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation Central new Jersey and adjacent Pennsy lvania, *Kansas Geol. Surv. Bull.,* 169, pp. 497-531.

Van Houten, F.B. (1965). Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania, In: D. F. Merriam (ed.), *Symposium on Cyclic sedimentation,* Kansas Geol. Surv. Bull., 169, pp. 497-531.

Van Houten, F.B. (1968). Iron Oxides, in red beds, *Bull, Geol. Soc. Am.,* 79, pp. 399-416.

Van Loon, A.J. and Brodzikowski, K. (1987). Problems and progress in the research on soft sedimentation deformations. *Sed. Geol.* 50, pp. 167-194.

Vanoni, Vito, A. (1974). Factors determining bed forms of alluvial streams, *Am. Soc. Civil Engin. Proc.* 100, No. HY3, 377p.

Vanossi, M. (1964). II problema delle septarie: *Atti dell'Instituto Geol. Univ. Pavia,* 15, pp. 32-88.

Van Straaten, L.M.J.U. (1954). Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands, *Leidse Geol. Meded.,* 19, 110p.

Van Straaten, L.M.J.U. (1959a). Littoral and submarine morphology of the Rhone delta. *Proceeding of the 2nd Coastal Geographical conference,* Baton Rouge (Nat. Acad. Sci. Nat. Rec. Council). pp. 233-264.

Van Straaten, L.M.J.U. (1959b). Minor Structures of some recent littoral and meritic sediments, *Geol. Mijnbouw,* 21, pp. 197-216. - 1960, Some recent advance in the study of deltaic sedimentation, *liverpool Manchester Geol. J.,* 2, pp. 411-442.

Van Straaten, L.M.J.U. (1964a). Turbidite sediments in the southastern Adriatic Sea, In: *Turbidities,* (A.H. Bouma and A. Brouwer, Eds.). Elsevier, Amsterdam, pp. 142-147.

Van Straaten, L.M.J.U. (1964b). *Deltaic and Shallow Marine Deposits,* Developments in sedimentology, Vol. I, UGUP, Amsterdam, Elsevier.

Van Tuyle, F.M. (1916). The geodes of Keokuk beds, *Am. J. Sci.*, Ser. 4, 42, pp. 34-42.

Vincent, P. (1986). Differentiation of modern beach and coastal dune sands – a logistic regression approach using the parameters of the hyperbolic function. *Sed. Geol.* 49, pp. 167-176.

Visher, G.S. (1965a). Use of vertical profile in environmental reconstruction, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 49, pp. 41-61.

Visher, G.S. (1965b). Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits, In: (Middleton, G. V., ed.), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrolynamic Interpretation,* Soc., Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 12, pp. 116-132.

Visher, G.S. (1969). Grain size distribution and depositional Processes, *J. Sed., Petrology,* 39, pp. 1074-1106.

Visher, G.S. (1972). Physical characteristics of fluvial deposits in Rigby, J. K. and Hamblin, W. K., eds. *Recognition of Ancient Sedimentary Environments:* Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Pub. No. 16, pp. 84-97.

Vitanage, P.W. (1954). Sandstone dike in the South Platte area, Colorado, *J. Geol.*, 62, pp. 493-500.

Von Engelhardt, W. (1960). *Der Porenraum der Sedimente*: New York, Springer, 207p.

Von Engelhardt, W. (1967). Interstitial solutions and diagenesis in sediments. In: (G. Larsen and G. V. Chilingar, ed.), *Diagenesis in Sediments.* - Elsevier, Amsterdam, pp. 503-521.

Von Engelhardt, W. (1976). Interstitial solutions and diagenesis in sediments. In: (G. Larsen and G.V. Chillingar, Eds.), *Diagenesis in Sediments.* Elsevier, Amsterdam, pp. 503-524.

Von Engelhardt, W., Füchtbauer, H., and Müller, G. (1974). *Sedimentary Petrology, Part. II, Sediments and Sedimentary Rocks I, Halsted ›Press, Division, John, Wiley and Sons, Inc., New York, 464p.*

Von, Engelhardt, W. Fuchtbauer, H., and Muller, G. (1977). Sedimentary Petrology, Part. III, The Origin of Sediments and Sedimentary Rocks, A Halsted Press Book, John Wiley and Sons, New York, 359p.

Von, Engelhardt, W. and Pitter, H. (1951). Uber die Zusammenkange Zwischen Porositat, Permeabilitat, und Korngrosse bei Sand und Sandsteinen: *Heidelberger Beitr. Min. Pet.*, 2, pp. 477-491.

Von Gümbel, C.W. (1888). Grundzüge der Geologie, Kassel: Fischer, 1144p.

Von Rad, U. (1971). Comparison between "magnetic" and sedimentary fabric

in graded and cross-laminated sand layers, southern California, *Geol. Rudsch.*, 60, pp. 331-354.

Wadell, H. (1932). Volume, Shape, and roundness of rock particles, *J. Geol.* 40, pp. 443-451.

Wagner, G. (1950). Einfuhrung in die Erd-und landschafts-geschichte, Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung F. Rau, Ohringen, 664p.

Walker, R.G. (1965). The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites, *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 35, pp. 1-32.

Walker, R.G. (1967a). Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments, *J. Sed. Petrology.*, 37, pp. 25-43.

Walker, R.G. (1967b). Upper flow regime bedforms in turbidites of the Hatch Formation, Devonian of New York State, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 1052-1058.

Walker, R.G. (1984a). General introduction: facies, facies sequences and facies models. In "Facies Models" (R.G. Walker, Ed.), 2nd edition, pp. 1-9. Geoscience Canada Reprint Series No. 1.

Walker, R.G. (Ed.) (1984b). "Facies Models", 2nd edition. Geoscience Canada Reprint Series no. 1, 317p.

Walker, T.R. (1967). Formation of red beds in modern and ancient desert, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, pp. 353-368.

Wallace, M.W. (1987). The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatatics mudstones and associated lithologies. *J. Sed. Petrol.* 57, pp. 695-700.

Walsh, J.J. (1987). "On the nature of Continental Shelves" Academic Press, London. 515p.

Weeks, L.G. (1952). Factors of sedimentary basin development that control oil occurence, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 36, pp. 2071-2124.

Wellman, H.W., and Wilson, A.T. (1965). Salt weathering, a neglected erosive agent in coastal and arid environments, *Nature,* Lond., 205, pp. 1097-1098.

Wells, A.J. (1986). The dolomite enigma. In "Geology in the Real World" (R.W. Nesbitt and I. Nichol, Eds), pp. 465-473. Inst. Min. Met., London.

Wells, A.J., and Illing, L.V. (1964). Present day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf, In: *Deltaic and Shallow Maring Deposits,* (L.M.J.U. Van Straaten, Ed.), pp. 429-435, Elsevier, Amsterdam.

Wenk, E. (1949). Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. Experimentia, 6, pp. 226-232.

Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments,

J. Geol., 30, pp. 377-392.

Whalley, W.B. (1972). The description and measurement of sedimentary particles and the concept of form, *J. Sed. Petrology,* 42, pp. 961-965.

Whetten, J.T. (1965). Carboniferous glacial rocks from the Werrie Basin, New South Wales, Australia, *Bull. Geol. Soc. Am.,* 76, pp. 43-56.

Whitaker, J.H. Mc D. (1976). *Submarine Conyons and Deep-Sea Fans Modern and Ancient,* Dowden, Hutchinson and Ross, Stroundsburg, Pa. 426p.

White, G. (1961). Colloid phenomena in the sedimentation of argillaceous rocks, *J. Sed. Petrology,* 31, pp. 560-565.

White, J.R., and Williams, E.G. (1967). The nature of fluvial processes as defined Archie,G3 G.E. (1950) Introduction to petrophysics of ls, *J. Sed. Petrology,* 37, pp. 530-539.

Wickremeratne, W.S. (1986). Preliminary studies on the offshore occurrences of monazite-bearing heavy mineral placers, south-western Sri Lanka. *Mar. Geol.* 72, pp. 1-10.

Williams, G. (1964). Some aspects of the eolian saltation load, *Sedimentology,* 3, pp. 257-287.

Williams, G.E. (1969). Characteristics and origin of a PreCambrian pediment, *J. Geol.,* 77, pp. 183-207.

Williams, G.E. (1970). Origin of disturbed bedding in Torridon Group Sandstones, *Scott. J. Geol.,* 6, pp. 409-410.

Williams, G.E. (1971). Flood deposits of the sandbed ephemeral streams of Central Australia, *Sedimentology,* 17, pp. 1-40.

Williams, J.J. (1968). The strtigraphy and igneous reservoirs of the Augila field, Libya. In: *Geology and Archaeology of Northern Cyrenaica, Libya,* (F. T. Barr, Ed.), Petrol. Explor. Soc. Libya, Tripoli, pp. 197-206.

Williams, P.F., and Rust, B.R. (1969). The Sedimentology of a braided river, *J. Sed. Petrology,* 39, pp. 649-679.

Wilson, H.H. (1969). Late Cretaceous and Eugeosynclinal sedimentation gravity tectonics and ophioloite emplacement in Oman Mountains southeast Arabia, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 53, pp. 626-671.

Wilson, I.G. (1972). Aeolian bedforms their development and origins, *Sedimentology,* 19, pp. 173-210.

Wilson, J.E. and Jordan, C. (1983). Middle Shelf. In "Carbonate Depositional Environments" (P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore, Eds.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33, pp. 345-462.

Wilson, J.L. (1975). "Carbonate Facies in Geologic History" Springer-Verlage, Berlin, 471p.

Withrow, P.C. (1968) depositional environments of Pennsylvanian Red Fork Sandstone in N. E. Anadarko basin, pp. 179-290.

Wright, L.D., and Coleman, J.M. (1973). Veriations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 57, pp. 370-417.

Zankle, H. (1969). Structural and textural evidence of early lithification in fineg-rained carbonate rocks, *Sedimentology* 12, pp. 241-256.

Ziegler, V.F. (1911). Factors influencing the rounding of sand grains, *J. Geol.*, 19, pp. 157-191.

Zingg, Th. (1935). Beitrag Zur Schotteranalyse, Schweiz, *Min. U. Pet. Mitt*, 15, pp. 39-140.

ثالثا: المراجع الإضافية

Allen, P.A., and J.R. Allen, 1990. Basin Analysis *Principles and Applications:* Blackwell, Oxford, 451 p.

Anadon, P., L.I. Cabrera and K. Kelts (eds.), 1991. "Lacustrine facies analysis," *Internat. Assoc. Sedimentologists.* Spec. Pub. 13. Blackwell, Oxford, 318 p.

Anderson, J.B., and G.M. Ashley (eds.), 1991. Glacial marine sedimentation: Paleoclimatic significances, *Geol. Soc. America,* Spec. Paper 261, 232 p.

Ashley, G.A., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem: *Jour. Sed. Petrology,* v. 60, p. 160-172.

Barndorff-Nielsen, O.E., and B.B. Willets (eds.), 1991. *Aeolian grain transport 1-Mechanics:* Springer-Verlage. Wien, New York, 181p.

Barron, J.A., 1987, Diatomite: Environmental and geologic factors affecting its distribution, in J.R. Hein (ed.), *Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleoum:* Van Nostrand Reinhold, New York, p. 164-178.

Bhattacharya, J.P., and R.G. Walker, 1991, River-and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta: *Bull. Canadian Petroleum Geol.*, v. 39, p. 165-191.

——— 1992. Deltas, in R.G. Walker and N.P. James (eds.). Facies models-Response to sea level changes: *Geol. Assoc. Canada,* p. 157-178.

Bremner, J.M. and J. Rogers, 1990, Phosphorite deposits on the Namibian continental shelf, in W.C. Burnett and S.R. Riggs (eds.), *Phosphate deposits of the world:* v.3: Neogene to Modern phosphorites: Cambridge University Press, Cambridge, p. 143-152.

Brookfield, M.Ê., 1992, Eolian systems, in R.G. Wlaker and N.P. James (eds.), Facies models: Response to sea level changes, *Geol. Assoc. Canada,* p. 143-156.

Burnett, W.C., and P.N. Froelich (eds.), 1988, The origin of marine phosphorites: The results of the R.V. Robert D. Conrad Cruise 23-06 to the Peru

Shelf: *Special issue of Marine Geology*, v. 80, p. 181-346.

Burnett, W.C., and S.R. Riggs (eds.), 1990, ***Phosphate deposits of the world***, v. 3: Neogene to Modern phosphorites: Cambridge University Press, Cambridge, 464p.

Clifton, H.E., 1988, Sedimentologic relevance of convulsive geologic events, in H.E. Clifton (ed.), Sedimentological consequences of convulsive geologic events: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 229, p. 1-5.

Clifton, H.E., R.E. Hunter, and J.V. Gardner, 1988, Analysis of eustatic, tectonic, and sedimentologic influences on transgressive and regressive cycles in the Upper Cenozoic Merced Formation, San Francisco, California, in K.L. Kleinspehn and C. Paola (eds.) 1988, *New perspectives in basin anaylsis:* Springer-Verlag, New York, p. 109-128.

Colella. A., and D.B. Prior (eds.), 1990, Coarse-grained deltas: *Internat. Assoc. Sedimentologists Spec. Pub.* 10, Blackwell, Oxford, 357p.

Collinson. J.D., and D.B. Thompson, 1989, *Sedimentary structures*, 2nd ed.: Harber Collins Academic. New York, 208p.

Cowen, R., 1988, The role of algal symbiosis in reefs through time. *Palaios*, v.3, p. 221-227.

Crevello, P.D., J.L. Wilson, J.F. Sarg, and J.F. Read (eds.), 1989, Controls on carbonate platform and basin development: *Soc. Econ. Paleontolgosits and Mineralogists* Spec. Pub. 44, 405p.

Dalrymple, R.W., 1992, Tidal depositional systems, in R.G. Walker and N.P. James (eds.) Facies models: *Geol. Assoc. Canada*, p. 195-238.

Dalrymple, R.W., B.A. Zaitlin, and R. Boyd, 1992, Estuarine facies models: Conceptual basin and stratigraphic implications: *Jour. Sed. Petrology*. v. 62, p. 1130-1146.

Davis, R.A., Jr., 1992, *Depositional systems*, 2nd ed.: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 604p.

Eyles, N., and C.H. Eyles, 1992, Glacial depositional systems, in R.G. Walker and N.P. James (eds.), Facies models: Response to sea level changes: *Geol. Assoc. Canada*, p. 73-100.

Fedo, C.M., and J.D. Cooper, 1990, Braided fluvial to marine transition: The basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, Mojave Desert, California: *Jour. Sed. Petrology*, v. 60, p. 220-234.

Forrest, J., and N.R. Clark, 1989, Characterizing grain size distributions: Evaluation of a new approach using multivariate extension of entropy anaylsis: *Sedimentology*, v. 36, p. 711-722.

Frostick, L.E., and I. Reid, 1987, Desert sediments: Ancient and Modern: *Geol. Soc. Spec. Pub. 35*, Blackwell, Oxford, 401p.

Geldsetzer, H.H.J., N.P. James, and G.E. Tebbutt (eds.), 1988, Reefs, Canada and adjacent areas: *Canadian Soc. Petroleum Geologists Mem.* 13, 775p.

Geyh, M.A., and H. Schleicher, 1990, *Absolute age determination:* Springer-Verlag, Berlin, 503p.

Glennie, K.W., 1987, Desert sedimentary environments, present and past A summary: *Sed. Geology,* v.50, p. 135-166.

Godwin, P.D., 1991, Fining-upward cycles in the sandy braided-river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurassic), Morrison Formation, New Mexico: *Sed. Geology,* v. 70, p. 61-82.

Greensmith, J.T., 1989, *Petrology of the sedimentary rocks,* 7th ed.: Unwin-Hyman, London, 262p.

Haq, B.U., J. Hardenbol, and P.R. Vail, 1988, Mesozoic and Genozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, in C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St. G.Kendall, H. W. Posamentier, G.A. Ross, and J.G. Van Wagoner (eds.). Sea-level changes: An integrated approach: *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub.* 42. p. 71-108.

Hardie, L.A., 1987. Dolomitization: A critical view of some current views: *Jour. Sed. Petrology,* v. 57, p. 166-183.

———— 1991, On the significance of evaporites: Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences, v. 19, p. 131-168.

Hadisty, J., 1990, *Beaches-Form and process:* Unwin Hyman, London, 324p.

Harris, P.M., C.H. Moore, and J.L. Wilson, 1985, Carbonate depositional environments, modern and ancient: Pt. 2: Carbonate platforms: Colorado School of Mines Quarterly, v. 80, no. 4, p. 1-60.

Hesp. P., and S.G. Fryberger (eds.), 1988, Eolian sediments: *Sed. Geology,* v.55, p. 1-163 (special issue devoted to eolian sediments).

Hsü, K.J., 1989, Physical principles of sedimentology: Springer-Verlag, Berlin, 233p.

Hubbard, D.K., 1992, Hurricane-induced sediment transport in open-shelf tropical systems-An example from St. Croix, U.S. Virgin Islands: *Jour. Sed. Petrology,* v. 62, p. 946-960.

Ingersoll, R.V., 1988 Tectonics of sedimentary basins: *Geol. Soc. America Bull.,* v. 100, p. 1704-1719.

James, N.P., and P.A. Bourque, 1992, Reefs and mounds, in R.G. Walker and N.P., James (eds.), Facies models-Response to sea level change: *Geol. Assoc. Canada,* p. 323-348.

James, N.P., and A.C. Kendall, 1992, Introduction to carbonate and evaporite facies models, in R.G. Walker and N.P. James (eds.), Facies models-Response to sea level change: *Geol. Assoc. Canada,* p. 265-276.

James, N.P., and I.G. Macintyre, 1985, Carbonate depositional environments,

modern and ancient: Pt. 1: Reefs: *Colorado School of Mines Quarterly*, v. 80, no. 3, p. 1-70

Jenkyns, H.C. 1986, Pelagic environments, in H.G. Reading (ed.). *Sedimentary environments and facies*, 2nd ed.: Blackwell, Oxford, p. 343-397.

Johnson, M.J., R.F. Stallard, and R.H. Meade, 1988. First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin. Venezuela and Colombia: *Jour. Geology*, v. 96, p. 263-277.

Jones, B. and A. Desrochers, 1992. Shallows platform carbonates, in R.G. Walker and N.P. James (eds.), Facies models: Response to sea level change: *Geol. Assoc. Canada*. p. 277-301.

Jones, D.L. and B. Murchey, 1986. Geologic significance of Paleozoic and Mesozoic radiolarian chert: *Ann. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 455-492.

Kennedy, S.K. and J. Mazzullo, 1991. Image analysis method of grain size measurement. in J.P. Syvitski (ed.). *Principles, methods, and applications of particle size analysis:* Cambridge University Press, Cambridge, p. 76-87.

Klein, G. deV., 1987. Current aspects of basin analysis: *Sed. Geology*, v. 50, p. 95-118.

Krinsley, D.H. and P. Trusty, 1986. Sand grain surface textures, in G. De. C. Sieveking and M.B. Hart (eds.). *The scientific study of flint and chert:* Cambridge University Press, Cambridge, p. 201-207.

LaBerge, G.L., E.I. Robbins, and T.M. Han, 1987. A. model for the biological precipitation of Precambrain iron-formation – A: Geologic evidence, in P.W.U. Appel and G.L. LaBerge (eds.), *Precambrain iron-formations:* Theopharastus, S.A., Athens, Greece, p. 69-96.

Leighton, M.W., D.R. Kolata, D.F. Oltz, and J.J. Eidel, (ed.)., 1990. Interior cratonic basins: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.* 51, Tulsa, Okla, 819 p.

Lepp, H., 1987. Chemistry and origin of Precambrian iron formations, in P.W.U. Appel and G.L. LaBerge, 1987. *Precambrian iron-formations:* Theophrastus, S.A., Athens, Greece, p. 3-30.

Lindholm, R., 1987. *A Practical Approach to Sedimentology:* Allen and Unwin, London, 276 p.

MacDonald, D.I.M., 1991. Sedimentation, tectonics and eustasy: Sea-level changes at active margins: Internat. Assoc. Sedimentologists Spec. Pub. 12, Blackwell, Oxford, 518 p.

Machel, G.G. and E.W. Mountjoy, 1986. Chemistry and environments of dolomitization – *A. reappraisal: Earch Science Rev.*, v. 23. p. 175-22.

Macintyre, I.G. and R.P. Reid, 1992. A comment on the origin of aragonite needle mud: A picture is worth a thousand words: *Jour. Sed. Petrology*, v. 62,

p. 1095-1097.

Maliva, R.G., 1989. Nodular chert formation in carbonate rocks: *Jour. Geology*, v. 97, p. 421-433.

Maliva, R.G. and R. Siever, 1988a. Pre-Cenozoic nodular cherts: Evidence for opal-CT precursors and direct quartz replacement: *Am. Jour. Science,* v. 288, p. 798-809.

Maliva, R.G. and R. Siever, 1988b. Diagenetic replacement controlled by force of crystallization: *Geology,* v. 16, p. 688-691.

Maliva, R.G. and R. Siever, 1989. Chertification histories of some Late Mesozoic and Middle Paleozoic platform carbonates: *Sedimentology,* v. 36, p. 907-926.

Manley, P.L. and R.D. Flood, 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.,* v. 72, p. 912-925.

Marshall, J.R. (ed.), 1987. *Clastic particles: Scanning electron microscopy and shape analysis of sedimentary and voicanic clasts:* Van Nostrand Reinhold, New York, 346 p.

Melvin, J.L. (ed.), 1991. *Evaporites, petroleum and mineral resources:* Elsevier, Amsterdam, 555 p.

Miall, A.D. 1986. Eustatic sea-level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* v. 70, p. 131-137.

—— 1990. *Principles of sedimentary basin analysis, 2nd ed.:* Springer-Verlag, New York, 668 p.

—— 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation: *Jour. Sed. Petrology,* v. 61, p.497-505.

—— 1992. Alluvial deposits, in R.G. Walker and James, N.P. (eds.). Facies models: Response to sea level changes: *Geol. Assoc. Canada.* p. 119-142.

Middleton, G.V., 1993. Sediment deposition from turbidity currents: *Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences,* v. 21, p. 89-114.

Moore, C.H., 1989. *Carbonate diagenesis and porosity: Elsevier, Amesterdam.*

Morton, A.C., S.P. Todd, and P.D.W. Haughton, (eds.), 1991. Developments in sedimentary provenance studies: *Geol, Soc. Spec. Pub.* 57, London, 370 p.

Morton, R.A., 1988. Nearshore responses to great storms, in H.E. Clifton (ed.). Sedimentologic consequences of convulsive geologic events: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 229, p. 7-22.

Murray, R.W., D.L. Jones, and M.R. ten Brink, Bucholtz, 1992. Diagnetic formation of bedded chert: Evidence ofrom chemistry of chert-shale couplet: *Geology,* v. 20, p. 271-274.

Nelson, C.S., 1988. An introductory perspective on non-tropical carbonates: *Sed. Geology,* v. 60, p. 3-12.

Nemic, W., 1990. Deltas – Remarks on terminology and classification, in A. Colella and D.B. Prior (eds.), *Coarse-grained deltas:* Internat. Assoc. Sedimentologists Spec. Pub. 10, Blackwell, Scientific Publications, Oxford, p. 3-12.

Nemic, W., and R.J. Steel (Eds.), 1988a. What is a fan delta and how do we recognize it?, in W. Nemic and R.J. Steel (eds.), *Fan deltas:* Sedimentology and tectonic settings:Blackie, Glasgow and London, p. 3-13.

Nemic, W. and Steel, R.J. (eds.), 1988b. *Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings:* Blackie, Glasgow and London, 444 p.

Nilsen, T.H. (ed.), 1985. *Modern and ancient alluvial fan deposits:* Van Nostrand Reinhold, New York, 372 p.

Nio, S.D. and C. Yang, 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: A review in D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani (eds.), *Clastic tidal sedimentology:* Canadian Soc. Petroleum Geologists, p. 3d-28.

Norholt, A.J.G., R.P. Sheldon, and D.F. Davidson, (eds.), 1989. *Phosphate deposits of the workd.,* v. 2: Phosphate rock resources: Cambridge University Press, Cambridge, 566 p.

Nummedal, D., O.H. Pilkey, and J.D. Howard, (eds.), 1987. Sea-level fluctuation and coastal evolution: *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub.* 41, 276 p.

Oertel, G.F. and S.P. Leatherman, (eds.), 1985. Barrier islands: *Marine Geology,* v. 63, p. 1-396.

Osborne, R.H. (ed.), 1991. From shoreline to abyss: Contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard: *Society for Sedimentary Geology Spec. Pub.* 46, 320 p.

Osleger, D. and F. Read, 1991. Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, U.S.A.: *Jour. Sed. Petrology,* v. 61, p. 1225-1252.

Pemberton, S.G., J.A. MacEachern, and R.W. Frey, 1992. Trace fossil facies models: Environmental and allostratigraphic significance, in R.G. Walker and N.P. James (eds.). *Facies models – Response to sea level change:* Geol. Assoc. Canada, p. 47-72.

Pettijohn, F.J., P.E. Potter, and R. Siever, 1987. *Sand and sandstone,* 2nd ed.: Springer Verlag, New York, 553 p.

Piazzola, J. and V.V. Cavaroc, 1991. Comparison of grain-size-distribution statistics determined by sieving and thin-section analyses: *Jour. Geological Education,* v. 39, p. 364-367.

Pickering, K.T., R.N. Hiscott, and F.J. Hein, 1989. *Deep marine environments: Clastic sedimentation and tectonics:* Unwin Hyman, London, 416 p.

Pye, K. and H. Tsoar, 1990. *Aeolian sand and sand dunes:* Unwin Hyman, London, 396 p.

Reinhardt, J., and W.R. Sigleo, (eds.), 1988. *Paleosols and weathering through geologic time: Principles and applications:* Geol. Soc. American Spec. Paper 216, 181 p.

—— 1992. Transgressive barrier island and estuarine systerns, in R.G. Waker and N.P. James (eds.), *Facies models:* Geol. Assoc. Canada, p. 179-194.

Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paleosols, in J. Reinhardt and W.R. Sigleo (eds.) *Paleosols and weathering through geologic time:* Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 216, p. 1-20.

—— 1990. *Soils of the past:* Soils of the past: Unwin Hyman, Boston, 520 p.

Revelle, R. (ed.), 1990. *Sea level change:* National Research Council, Studies in Geophysics: National Academy Press, Washington, D.C. 234 p.

Rider, M.H., 1986. *The Geological interpretation of well logs:* John Wiley & Sons, New York, 175 p.

Russell, P.L., 1990. *Oil shales of the world: Their origin, occurrence and exploitation:* Pergamon Press, Oxford, 736 p.

Schieber, J., 1987. Small scale sedimentary iron deposits in a mid-Proterozoic basin: Viability of iron supply by rivers, in P.W.U. Appel and G.L. LaBerge (eds.). *Precambrian iron-formations:* Theophrastus, S.A., Athens, Greece, p. 267-295.

Schreiber, B.C., 1988. Subaqueous evaporite deposition, in B.C. Schreiber (ed.). *Evaporites and hydrocarbons:* Columbia University Press, New York, p. 182-225.

Schreiber, B.C., C.M. Tucker, and R. Till, 1986. Arid shorelines and evaporites in H.G. Reading (ed.), *Sedimentary environments and facies:* Blackwell, p. 189-228.

Schroeder, J.H. and B.H. Purser, 1986. *Reef diagenesis:* Springer-Verlag, Berlin, 455 p.

Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system:* John Wiley & Sons, New York: 388 p.

Sheldon, R.P., 1989. Phosphorite deposits of the Phosphoria Formation, western United States, in A.J.G. Nothold, R.P. Sheldon, and D.F. Davidson (eds.), *Phosphate deposits of the world,* v. 2: Phosphate rock resources: Cambridge University Press, Cambridge, p. 53-61.

Sibley, D.F. and J.M. Gregg, 1987. Classification of dolomite rock textures: *Jour. Sed. Petrology,* v. 57, p. 967-975.

Singer, J.K., J.B. Anderson, M.T. Ledbetter, I.N. McCave, K.P.N. Jones, and R. Wright, 1988. An assessment of analytical techniques for size analysis

of fine-grained sediments: *Jour. Sed. Petrology,* 58, p. 534-543.
Soudry, D., 1992. Primary bedded phosphorites in the Campanian Mishash Formation, Negev, Southern Israel: *Sed. Geology,* v. 80, p. 77-88.
Southard, J.B. and L.A. Boguchwal, 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows, Pt. 2: Synthesis of flume data: *Jour. Sed. Petrology,* v. 60, p. 658-679.
Syvitski, J.P.M., 1991. *Principles, methods, and applications of particle size analysis:* Cambridge University Press, Cambridge, 368 p.
The Open University Team, 1989. *Waves, tides and shallow-water processes:* Pergamon Press, Oxford, 187 p.
Tucker, M.E., J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg, and J.F. Read, 1990. *Carbonate platforms – Facies. sequences and evoution:* Internat. Assoc. Sedimentologists Spec. Pub. 9, Blackwell, Oxford, 328 p.
Tucker, M.E. and V.P. Wright, 1990. *Carbonate sedimentology:* Blackwell , Oxford, 482 p.
Walker, R.H., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts, in R.G. Walker and N.P. James (eds.). *Facies models – Response to sea level change:* Geol. Assoc. Canada, p. 1-14.
Walker, R.G. and N.P. James (eds.), 1992. *Facies models – Response to sea level changes:* Geol. Assoc. Canada, 407 p.
Ward, L.G. and G.M. Ashley, 1989. Physical processes and semidmentology of siliciclastic-dominated lagoonal system: *Marine Geoplogy,* v. 88 p. 181-364.
Williams, H., F.J. Turner, and C.M. Gilbert, (1982). *Petrography, An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections,* W.H. Freeman and Company, San Francisco, 626p.
Yound, T.P., 1989. Phanerozoic ironstones: An introduction and review, in T.P. Yound and W.E.G. Taylor (eds.), *Phanerozoic ironstones:* Geol. Soc. Spec. Pub. 46. The Geological Society, London, p. ix-xxv.
Young, T.P. and W.E.G. Taylor, (eds.), 1989. *Phanerozoic ironstones:* Geol. Soc. Spec. Pub. 46. The Geological Society, London, 251 p.
Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of arenites:* D. Reidel, Dordrecht, 408 p.

ثبت المصطلحات العلمية

أولاً : عربي - إنجليزي

أ

أباتيت (أحد المعادن الثقيلة)	Apatite
أبعاد حجمية	Geometry
أبعاد المسام	Pore geometry
إبري	Acicular
أبواغ (جمع بوغة ـ حبوب اللقاح)	Pollers
أبواق	Flutes
اتجاه الريح القديم	Paleowind direction
اتساع	Spreading
آثار الأحافير	Ichnofossils
آثار زحف الحيوانات الفقارية	Tracks
أثر أقدام الحيوانات	Animal track
أثر أقدام الحيوانات الفقارية	Vertebrate tracks
أثل (شجر)	Tamarisks
أجاج (ماء فوق مشبع بالملح)	Brine
أجزاء قليلة العمق أو مرتفعات قاع النهر	Riffles
أجسام رمل المد	Tidal sand bodies
أحادية المعدن	Monomineralic
أحادي الميل	Monodinic

أحافير أثرية (أي تترك أثرها على الصخر الرسوبي)	Trace fossils
أحافير بنثونية	Benthonic fossils
أحافير متدلمتة	Dolomitised fossils
أحافير متسلكنة	Silicified fossils
أحافير متصخرة	Lithified fossils
أحجار جير خشنة (مقاس حبيباتها في مقاس حبات الرمل) ويطلق عليها أحيانا رمل جيري	Calcarenite
أحجار جير شُعْبية	Reefal limestones
أحجار جير كيميائية غير نقية	Allochemical limestones
أحجار حديد ما بعد الكمبري	Phanerozoic ironstone
أحجار الرمل	Sandstones
أحجار رمل جيرية (كلسية)	Calcareous sandstones
أحجار رمل طينية	Argillaceous sandstones
أحجار الطين النقية	Orthoclaystones
أحجار المرل	Marlstones
أحجار معبأة	Packstones
أحجار وحل الجير (أحجار الوحل الكلسي)	Calcilutite
أحجار وحلية عضوية نقية	Pure organic mud rocks
أحجام حبيبات الغرين	Silt grade
أحد أصناف الرمل غير النقي (جريواكي صخري)	Lithic graywacke
أحد أصناف الرمل النقي (حجر رمل صخري)	Litharenite
أحزمة، أشرطة، سيور	Bands
أحزمة رقيقة	Fine banding
أحزمة سوداء (طبقات سوداء ضئيلة السمك)	Black bands
أحزمة طينية	Clay bands
إحلال: استبدال	Replacement
أحكم أو أدمج	Compacted
أحواض مجَنيَّة بحرية محاطة بصدوع	Fault bounded intracratonic basins
أحواض ترسيب قديمة (قعائر عظمى قديمة)	Ancient geosynclines
أحواض ترسيب نشطة	Actively subsiding basins
أحواض ترسيب هابطة عملاقة (أحواض القعائر العظمى)	Geosyncline troughs

أحياء (كائنات حية ـ مُتعضِّيات)	Organisms
أحياء نباتية	Flora
أحياء (نباتات وديدان) ثابتة ثاقبة	Dwelling organisms
أحياء حيوانية	Fauna
أحياء عالقة في المياه	Planktonic organisms
أحياء لا فقارية جليسة	Sedentary invertebrates
أحياء متصلة بالقاع (طائفة اللاعنقية)	Sessile organisms
أُحْيَد أو حواجز متجنحة أو جانبية	Flanking ridges
أخاديد بحرية (خوانق بحرية)	Submarine canyons
اختزال	Reduction
اختزال بكتيري (راجبي)	Bacterial reduction
اختلافات عمودية في أحجام الحبيبات	Vertical variation in grain size
أخدود بحري : خانق بحري	Canyon
إخراجات (فضلات) : إفرازات	Excrement = Excretes
أخشن في الاتجاه العلوي	Coarser upward
أراجونيت (أحد معادن الكربونات)	Aragonite ($CaCO_3$)
أراجونيت دقيق التبلور (مجهري)	Microcrystalline aragonite
ارتباط طيني	Clay bonding
ارتفاع النيم	Ripple height
أردواز (صخر متحول)	Slate
إرساب (تَجَمُّع)	Aggradation
أرصفة : أرفف	Shelves
أرصفة بحرية قليلة العمق	Shallow marine shelves
أرصفة تكتونية	Tectonic shelves
أرصفة قارية	Continental shelves
أرصفة الكربونات الحديثة	Modern carbonate shelves
أرض	Terrane
أرض بركانية قديمة	Older volcanic terrane
أرض صلبة (قاسية)	Hard ground
أرضية أو قاع صخري	Terrain
أرضية عبر القناة	Overbank terrian

أرضية من الجير دقيق الحبيبات (راسب أرضية جيري)	Micrite matrix
أركوز (أحد أنواع أحجار الرمل)	Arkose
أركيوسيائيدز (جنس منقرض من عصر الكامبري ذو هيكل جيري)	Archeocyathids
أزيح ، أستبعد (تذرِّي)	Winnowed out
استدارة	Roundness
استضاءة المهبط	Cathodoluminescence
أسطح مخدوشة أو محتوتة	Scoured surfaces
أسطوانات عمودية بسيطة	Scolithus
أسطوانة، قرص (أحد رتب تكور الحبيبة)	Disc (oblate = tabular)
أسفلت (أحد أنواع المركبات الهيدروكربونية العضوية)	Asphalt
إسفنج (الأسفنجيات)	Sponge(s)
إسفنجيات كلسية	Calcareous sponges
أشكال طبقية (أو تشكيل الطبقات)	Bed form
أصداف الرخويات	Lamellibranch shells
أصداف الأوليات (أو طائفة البروتزوا)	Shells of protozoa
اصطياد	Trapping
أصل نشأة ثانوي	Secondary origin
اضطرابات حيوية شديدة	Intence bioturbation
أطيان صفائحية	Shales
أطباق صغيرة : طبيقات	Platelets
أطباق طينية صغيرة : طبيقات طينية	Clay paltelets
أطباق القنفذيات	Echinoid plates
أطقم : مجموعة	Sets
أطقم (مفرد طقم)	Coset
أطيان الأراجونيت	Aragonite muds
إعادة	Reflux
إعادة تبلر	Recrystallization
إعادة ترسيب	Reworked
إعادة التشكيل والترسيب	Reworking
إعادة دورة	Recycle
(أعمق المناطق البحرية) لجي أو لجة	Pelagic

أغباب محمية	Sheltered bays
أغطية أو قشور	Crusts
أغلفة أو أصداف	Tests
أغلفة الشعاعيات	Test of radiolaria
أفق (آفاق)	Horizon(s)
أفق التجمع والتراكم	Illuvial
إفرازات = إخراجات (فضلات)	Excretes = Excrement
الأقاليم القطبية الشمالية والجنوبية	Arctic and anarctic regions
أقاليم مدارية	Tropical regions
أقبية ثلجية: قلنسوات ثلجية	Ice caps
أقل ثباتا	Less stable
إقليم المعادن الثقيلة	Heavy minerals province
ألْبتة الفلسبارات	Albitization of feldspars
أكاسيد حديدية	Ferric oxides
أكاسيد متميئة	Hydrated oxides
أكثر ثباتا	More stable
أكثر حيادة	Neutralized
أكثر من دورة (متعدد الدورات)	Polycyclic
أكيوسياثيدز (أحد أنواع المرجان من العصر الكامبري)	Acheocyathides
البايت (فلسبار الصوديوم ـ معدن)	Albite (Na-Feldspar)
التحام	Bonding
التقاء سطحي الراسب مع الماء	Sediment-water-interface
ألومينا	Alumina
امتداد الجسم الرملي	Sand body trend
آمونية غطائية: غطاء آمونيتي	Ammonite opercula
انتفاخ الصقيع	Frost heaving
أنثراسايت (أحد رتب الفحم وأجودها)	Anthracite
انحراف موجب	Positively skewed
انخفاض غير منتظم	Erratic subsidence
انزلاق	Sliding
أنسجة الرواسب	Texture of sediments

أنسجة متغيرة (ذات نشأة كيميائية ما بعدية)	Diagenetic textures
انسياب الحبيبات = تدفق الحبيبات	Grain flow
أنظمة قنوات الأنهار المتفرعة	Abraide - stream system
انكسارات أو شقوق	Crevasse splyas
انكسارات طبقية : انقطاعات (توقفات) طبقية	Stratigraphic breaks
أنكرايت وهو دلوميت حديدي (أحد معادن الكربونات)	Ankerite (Ca (MgFe) $(CO_3)_2$ = Ferroan dolomite
أنعم أو أدق في الاتجاه العلوي	Finer upward
انغمار	Submergence
انغمر (تحت سطح البحر)	Submerged
أنهار متشعبة	Braided reivers
أنهار متقطعة	Intermitten streams
أنهار ملتوية أو متعرجة	Meandering streams
أنهيدريت (معدن)	Anhydrite
أنواع مختلفة من معدن الأباتيت	Varieties of apatite
أنورثيت (فلسبار الكالسيوم ـ معدن)	Anorthite (Ca-feldspar)
أنوية	Nuclei
انهيارات (أو سقوط الصخور)	Avalanches (rock falls)
أوبال (حجر كريم يتكون من محلول السليكا غير المتبلورة)	Opal
أوجه بلورية كاملة	Euhedral faces
أوحال جيرية (كربوناتية)	Carbonate muds
أوصال الدلومايت	Patches of dolomite
أوكسيدات، أكاسيد	Oxides
الأوليات (حيوانات وحيدة الخلية)	Protozoa
إلِّيت (أحد معادن الطين)	Illite
أيونات الأكسجين المتميىء	Hydroxyle ions

ب

باريت (معدن)	Barite
بازلا صخرية جيرية	Pisolite (pisolith)
بداية تكوين نسيج الشست (أنسجة شستوزية مبتدئة)	Incipient schistose textures

بساط مجرور أو مسحوب	Traction carpet
بحر شبه مغلق (زقاق بحري تكتنفه الأجراف): (فيورد)	Fyord (Fiord)
بحري	Marine
بحيرات سبخية صحراوية	Playas
بحيرات سبخية صحراوية	Desert playas
بحيرات صحراوية	Playas lakes
بحيرة	Lacustrine (Lake)
بحيرة قوسية معزولة	Ox-bow lake
بحيرية	Lake (Lacustrine)
براز: غائط	Faeces
برخان (أحد أنواع الكثبان الرملية)	Barchan (Barkhan)
بركاني	Volcanic
برك أو منخفضات قاع النهر	Pools
بركة شاطئية بحرية	Lagoon
بركة شاطئية بحرية قليلة العمق	Shallow water lagoon
برك شاطئية حديثة	Modern lagoons
برمائيات	Amphibian
بروز أو نتوء (انتفاخ)	Heave
بريق تحت أو شبه معدني	Submetallic luster
بطاح	Pediments
بطنيات الأرجل أو الأقدام (من الرخويات)	Gastropods
بعد الترسيب	Post-depositional
بعد عصر البلايستوسين	Post-pleistocene
بقايا المحاريات (محارية): بقايا صدفية	Shell remains
بكتيريا لا هوائية (عايشة بلا أكسجين طليق)	Anaerobic bacteria
بكتيريا هوائية	Aerobic bacteria
بلانكتونات: عوالق (كائنات حيوانية أو نباتية عالقة في المياه)	Planktones
بلايستوسين (أحد العصور القديمة)	Pleistocene
بلورات كاملة الشكل والبنية	Idiomorphic crystals
بلورات معينية الشكل	Rhomb shaped crystals
بناء الجبال (تَجَبُّل)	Orogeny

بنتونيت (صخر رسوبي من أصل بركاني)	Bentonite
بنْيَات أو تشكلات	Structures
بنْيَات آثار المطر	Rain prints structures
بنْيَات اضطرارية حيوية	Bioturbation-structures
بنْيَات بعد الترسيب	Post-depositional structures
بنْيَات تتشكل بالقرب من (أو على) سطح الراسب	Exogenetic
بنْيَات تتشكل تحت سطح الراسب	Endogenetic
بنْيَات تشكلت قبل الترسيب	Predepositional structures
بنْيَات الثقل أو الحمل	Load structures
بنْيَات داخل الطبقات	Intrabed structures
بنْيَات (صخرية عضوية) ذات شكل بارز	Mount shaped structures
بنْيَات رسوبية	Sedimentary structures
بنْيَات طبيقية متحدة المركز	Concentric layered structures
بنْيَات طحلبية	Algal structures
بنْيَات قبل الترسيب متواجدة بين الطبقات	Interbed structures
بنْيَات متزامنة الترسيب	Syndepositional structures
بنْيَات متنوعة	Miscellaneous structures
بنْيَات مسالك تغذية الديدان	Fodichnia
بنْيَات مسالك زحف الديدان	Repichnia
بنْيَات مشوهة ومضطربة: بنْيَات خفية الإضطراب	Cryptoturbatior structures
بنْيَات مطوية أو ملفوفة	Convolute structures
بنْيَات نتوءات الغاز: بنْيَات بروز غازية	Gas heave structure
بنْيَة أيونية رباعية التكافؤ	Tetravalnet state
بنْيَة دائرية وحيدة المركز	Concentric structure
بنْيَة ذرية	Atomic structure
بنْيَة طبقية	Stratiform
بنْيَة قواطع الرمل	Sand dikes structure
بنْيَة الملح الكاذبة	Salt pseudomorph structure
بورسلينيت (صخر)	Porcellanite
بوكسيت (معدن)	Bauxite
بيئة انتقالية	Transitional environment

بيئة بحيرية	Lacustrine environment
بيئات بحرية قليلة العمق	Shallow environment
بيئات تحتية	Subenvironments
بيئات تحت نهرية	Fluvial subenviroment
بيئة دلتاوية	Delta environment
بيئة بحرية	Marine environment
بيئة بحرية قليلة العمق أو ضحلة	Marine shoal environment
بيئة ديناميكية متميئة	Hydrodynamic environment
بيئة رسوبية	Sedimentary envrironment
بيئة رسوبية متوازنة	Sedimentary envrironment of equilibrium
بيئة شعابية	Reef environment
بيئة صحراوية	Desert environment
بيئة عالية النشاط أو الطاقة	High energy environment
بيئة قارية	Continental environment
بيئة لُجِّية	Pelagic environment
بيئة منخفضة الطاقة	Low energy environment
بيئة نهرية (بيئات نهرية)	Fluvial environment(s)
بيتومين (أحد رتب الفحم)	Bituminous
بيريت (معدن)	Pyrite
بيضاوي : بيضية الشكل	Eliptical
بين الطبقات	Interbed

ت

تأرجح السائب	Oscillation of the fluid
تأكسد	Oxidation
تآكل	Abrasion
تاكونيت (معدن)	Taconite
تبلور نتوئي	Drusy crystallization
تتابع تراجعي	Regressive sequence
تتابع تقدمي	Transgressive sequence
تتابع سِحَني تَخْشُنُ فيه الحبيبات في الاتجاه العلوي	Coarsening upward sequence

تتابع سِحَني تنعم فيه الحبيبات في الاتجاه العلوي	Fining upward sequence
تتابعات رأسية وأفقية	Vertical and horizontal sequences
تنغمر أو تغرق	Sank
تجاه البحر	Sea ward
تجاويف (فجوات متآكلة)	Cavities
تجمعات مخروطية	Conical aggregates
تجوية	Weathering
تجوية بأشعة الشمس: تجوية شمسية	Insolotion weathering
تجوية فيزيائية	Physical weathering
تجير (أو تكوين الجير الدقيق الحبيبات)	Micritization
تجير طحلبي	Algal micritization
تحاتي أو محتوت	Eroded
تحت تقسيمي = شبه تقسيمي أو تَقَسُّمات	Subdevission
تحت جريواكي (أحد أنواع أحجار الرمل): شبه الجريواكي	Subgreywacke
تحت سطح الماء	Subaqueous
تحت المد	Subtidal
تحت مستوى قاعدة الموج	Below wave base
تحت منطقة اختراق أشعة الشمس	Below photic zone
تحلل	Decomposition
تحليل بيئي	Environmental analysis
تحليل سِحَني	Facies analysis
تحول معدنيَ صلب	Metasomatic
تحول منخفض الرتبة	Low grade metamophism
تخطط التيار: تخطط تياري	Current lineation
تخلل	Infiltration
تخوية أو تفريغ الريح: تخوية ريحية	Wind deflation
تخوية - تفريغ	Deflation
تدحرج	Rolling
تدعيم حبيبي	Grain supported
تدفقات ثابتة السرعة ومتساوية الإتزان	Quasi-equilibrium flows
تدفقات الوحل أو الطين	Mud flow

تدفق تحت سطحي	Subsurface flow
تدفق التيار القديم : تدفق تياري قديم	Paleocurrent flow
تدفق الحبيبات	Grain flow
تدفق حطامي	Debris flow
تدفق الحمم أو اللابة	Lava flow
تدفق طفحي	Over flow
تدفق الطلقة	Shooting flow
تدفق الكتلة	Mass flow
تدفق مترقق هادىء : تدفق إنسيابي	Laminar flow
تدفق مضطرب	Turbulent flow
تدفق نيوتوني	Newtonian flow
تدفق هادىء وضعيف	Tranquil flow
تدلمت ـ دلمته : (عملية تكوين الدلوميت)	Dolomitization
تدلمت مابعدي : دلمتة مابعدية متأخرة	Late diagenetic dolomitization
تدلمت مصاحب : دلمتة مصاحبة	Penecontemporaneous dolomitization
تدلمت مابعدي مبكر : دلمتة مابعدية مبكرة	Early diagenetic dolomitization
تذرية : غربلة : غسل أو إزاحة المعادن	Winnowing
تراجع	Offlap
تراجع البحر	Regression (relication)
تراكب	Overlap
تراكم	Accumulation
تراكم صفحي أو غطائي : تراكم صفائحي	Sheetlike accumulation
تراكمات حيوية غير شعابية	Non reef bioherm
ترايلوبيت ـ ثلاثية الفصوص : (نوع من الأحافير)	Trilobites
تربة أحفورية	Fossil soil
ترسيب (عملية الترسيب)	Deposition
ترسيب أو ترسب	Precipitation
ترسيب بدائي أو أوّلي	Primary pricipitation
ترسيب دوري	Cyclic sedimentation
ترسيب الكربونات	Carbonate sedimentation
ترسيب نهري	Fluvial sedimentation

ترقق	Lamination
ترقق أفقي	Horizontal lamination
ترقق داخلي	Internal lamination
ترقق عدسي	Lenticular laminations
ترقق متداخل	Interlaminated
ترقق متقاطع	Cross-lamination
ترقق متقاطع صغير (مجهري)	Micro cross lamination
ترقق مطوي أو تصفح مطوي : ترقق ملفوف	Convolute lamination
ترقق نيمي متسلق	Climbing ripples lamination
تزحلق	Gliding
تزوّى	Angularity
تساقط الصخور	Rock falls
تسجيلات الآبار	Well iogs
تسلكن : سلكنة (عملية تكوين السليكا)	Silicification
تسمية	Nomendature
تشكيلات طبقية تحاتية	Erosional bed froms
تشوه بنائي	Structural deformation
تشوه متزامن	Penecontemporaneous deformation
تصابي	Rejuvenation
تصخر	Lithification
تصنيف	Sorting
تصنيف : تقسيم	Classification
تصنيف جيد	Good sorted
تصنيف حسن	Well sorting
تصنيف رديء	Poorly sorted
تصنيف رديء جدًا	Very poorly sorted
تصنيف معدل	Moderately sorted
تطبق أفقي	Horizontal bedding
تطبق ضئيل السمك : تطبق تَنَحُلٍّ	Thinner bedded
تطبق عدسي	Lenticular bedding
تطبق فصلي	Seasonal layering

تطبق مائل	Oblique bedding
تطبق متتابع هلالي الشكل	Flaser bedding
تطبق متتابع (هلالي) وحلي	Muddy flaser bedding
تطبق متدرج	Graded bedding
تطبق متداخل (مع بعضه)	Interbedded
تطبق مترقق	Laminated bedding
تطبق متقاطع	Cross-bedding (Cross-stratification)
تطبق متقاطع حوضي	Trough cross stratification
تطبق متقاطع سفيني	Wedge cross-bedding
تطبق متقاطع مستوٍ	Tabular cross bedding (planar cross bedding)
تطبق متقاطع مستوٍ	Planar cross-stratification
تطبق متوازي	Parallel bedding
تطبق متموج	Wavy bedding
تطبق مستوٍ: تطبق مُسَطَّح	Flat bedding
تطبق مصمت	Massive bedding
تطبق مطوي (ملفوف)	Convolute bedding
تطبق مطوي متواجد داخل الطبقة نفسها	Intrastratal contortions
تطبق نسيجي	Textural stratification
تطبق النيم (أو تطبق نيمي)	Ripple bedding
تطبق نيم التيار: تطبق نيمي تياري	Current ripple bedding
تطبق نيم التيار والموج	Wave and current ripple bedding
تطبق النيم الطافي	Ripple drift bedding
تطبق نيمي متتابع هلالي الشكل	Flaser bedded
تطبق هابط	Slump bedded
تطيؤ مطوي أو ملفوف	Convolute folding
تعبئة	Packing
تعبئة أكثر تقاربًا	Tighter packing
تعبئة الحبيبة	Grain packing
تعديل تدريجي توازني	Gradual isostatic adjustment
تعرج ـ التواء	Meandring
تعرية	Denudation

تغير كيميائي	Chemical instability
تغير معدني ذاتي	Metasomatism
تغير منسوب مستوى البحر	Eustatic change
تغيرات متوازنة في مستوى سطح البحر	Eustatic
تغيرات معدنية ذاتية	Metasomatic alteration
تغيرات نسيجية	Textural changes
تفريغ متوازن : تخوية متوازنة	Equilibrium deflation
تفحم (تكربن المواد النباتية ـ تكوين الفحم)	Coalification
تفرطح	Kurtosis
تفرطح عادي	Mesokurtic
تفرطح مرتفع	Leptokurtic
تفرطح منبسط	Platykurtic
تفكك كيميائي	Chemical degradation
تقاطع طبقي : طبقات متقاطعة	Cross strata
تقدم البحر (ارتفاع منسوب مستوى البحر)	Transgression
تقدمات بحرية	Marine transgressions
تقشر (أو تفسخ) سطح الصخر	Exfoliation
تقعر	Concave
تكتوني (يعزى إلى الحركات الأرضية في القشرة الأرضية)	Tectonic
تكور (شكل الحبيبة)	Sphericity
تكوين معدني	Composition
تكوين معدني كيميائي	Chemical composition
تكوين معدني نسيجي	Textural composition
تلاحم (التحام)	Welding
تلاشي الشقوق (أو شقوق متلاشية)	Cracks taper
تنستين (صخر طين بركاني)	Tonsteins
تنعيم في حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع	Fining upward
تماس أو اتصال ـ حد	Contact
تماس أو اتصال متشابك	Sutured contact
تماس أو اتصال نقطة	Tangential contact
تماس أو اتصال متطاول	Long contact

تماس محدب مقعر	Concavo-convex contacts
تمزق	Shear
تمزق خطي سطحي	Parting lineation
تمزق مائي	Water parting (Watersheds)
توازن	Equilibrium
تواطن بنثوني	Benthonic population
توجيه	Orientation
توجيه الحبيبة	Grain orientation
توجيه حبيبي جيد	Good grain orientation
توجيهات طولية	Trends
توجيهات مميزة	Preferred orientation
توزيع تواتري حجمي	Size frequency distribution
توزيع حجمي حبيبي	Grain size distribution
توفة الجير = طوفة = طُفّة (صخر جيري محبب ذو مسام «مسامي» يترسب حول الينابيع)	Tufa
تورق، تصفح	Fissility
تورملين (أحد المعادن الثقيلة)	Tourmaline
تيار العكر: تيار عكر	Turbidity current
تيار المد: تيار مَدّي	Tidal current
تيارات السحب أو الزحف (تيارات زاحفة)	Traction currents
تيارات فاترة (شاحبة)	Waning currents
تيارات نيمية صغيرة وكبيرة	Small & megacurrent ripples

ث

ثابت	Stable
ثبات	Stability
ثبات حركي تشكيكي	Tectonic stability
ثابتة ثاقبة	Dwelling
ثغر أو مثفت النهر	Jet mouth
ثفل - ثمالة (الجزء المتبقي أو المتخلف من الرواسب)	Residuum
ثقوب: نُقور (جمع نُقرة)	Vugs
ثقوب (مسلكية حيوية)	Bovings
ثلوج طافية	Ice bergs

ثنائي النمط (أو ذو نمطين)	Bimodal
ثنائي النمط بشكل واضح	Strongly bimodal
ثلاثة أبعاد: أبعاد ثلاثية	Three dimensions

ج

جارنت (أحد المعادن الثقيلة)	Garnet
جاسبر (معدن)	Jasper
جانب اتجاه الريح أو جانب مواجه للريح	Windward side
جانب محدب	Convex side
جانب معاكس للتيار	Lee side
جانب معاكس ومقابل للتيار	Lee and stoss side
جانب مواجه للتيار	Stoss side
جانبي	Lateral
جبال مطوقة أو محاطة بالمثالج	Periglacial mountains
جبس	Gypsum
جدار أو حيطة: ضِفَّة	Bank
جدار تحت عمودي أو شبه عمودي	Subvertical cliff
جداول نهرية متشعبة	Braided streams
جُذَيْر	Rootlet
جر أو سحب	Traction
جُرَّات الحيوانات اللافقارية	Trails
جُرَّات الديدان الرعوية (التي ترعى)	Grazing trails
جرة الدودة المفلطحة	Helminthoida
جرينوليت (معدن)	Greenolite
جريواكي (أحد أنواع أحجار الرمل)	Graywacke
جزء متعارض (في قناة النهر)	Transverse component
جُزُر حاجزة خطية	Linear barrier islands
جُزُر عازلة	Barrier islands
جُزُر شعابية مرجانية حلقية	Coral atolls
جسيمات (حبيبات)	Particles
جسيمات جيرية تتشكل داخل حوض الترسيب	Interformational particles

جسيمات غروانية	Colloidal paraticles
جسيمات رسوبية	Sedimentary particles
الجغرافية القديمة	Paleogeography
جلب معيشة أو سكن (موطن)	Deducing habitate
جلمود (جلاميد أو كبب)	Boulder(s)
جلوبيجيرينا (أحد أنواع أحفورة الفورامينفرا)	Globigerina
جلوكونيت (أحد أنواع معادن الطين)	Glauconite
جناحيات الأرجل (من الرخويات)	Pteropods
جوانب معاكسة لاتجاه التيار	Lee ward sides
جوثيت (معدن)	Geothite
جير	Lime
جير دقيق التبلر به كِسَر جيرية	Intramicrite
جير زراعي	Agricultural lime
جير نقي	Pure lime
جيوب الحمل	Load packets
جيود (تجويف مبطن بمعدن متبلر)	Geodes
جيوكيمياء الرسوبيات	Sedimentary geochemistry

ح

حاجز	Barrier
حاجز ثغر النهر المتفرع	Distributary mouth bar
حاجز حرفي أو جانبي	Point bar
حاجز مبتعد	Distal bar
حافة	Marginal
حائط جبلي	Cliff
حبة (جمعها حبيبات أو حَبَّات)	Grain(s)
حبة صخرية (جمعها حبيبات صخرية)	Lithic grain
حبوب اللقاح: أبواغ	Pollens
حبيبات بازلية (أي أن حجومها في حجم حبات البازلا)	Pisolitic grains
حبيبات ثابتة	Stable grains
حبيبات حتاتية	Detrital grains

حبيبات الراسب: رواسب حبيبية	**Grain sediments**
حبيبات غير ثابتة	**Unstable grains**
حبيبات فائقة النعومة	**Ultra fine-grained**
حبيبات في حجم الرمل: بحجم حبة الرمل	**Sand sized**
حبيبات كيميائية غير نقية	**Allochem grains**
حبيبات محفرة: حبيبات مُنَقَّرة	**Pitted grains**
حبيبات مركبة	**Composite grains**
حبيبات مغلفة	**Coated grains**
حبيبات هيكلية	**Skeleton grains**
حت (أو ما يعرف بعملية التعرية)	**Erosion**
حت أو تفكك	**Degradation**
حت أو غرف	**Scour**
حت وملء	**Scour and fill**
حتات	**Detritus**
حتات هيكلي	**Skeletal detritus**
حجر الأرنيت (أحد أنواع أحجار الرمل)	**Arenite**
حجر جير (جمعها أحجار جير)	**Limestone(s)**
حجر جيرية سرئيات	**Ooliticlimestone**
حجر جير رملي	**Sandy limestone**
حجر جير كبير الحبيبات وبه بقايا حيوية	**Biomicrudite**
حجر جير الكوكينا	**Coquina limestone**
حجر جير نقي متبلر وبه بقايا حيوية	**Biosparite**
حجر حبيبي	**Grainstone**
حجر الدلوميت	**Dolostone**
حجر رمل ملتحم الحبيبات	**Cemented sandstone**
حجر رمل الواكي أو حجر جير حجوم معادنه بحجم حبات الرمل	**Wackestone**
حجر طين	**Claystone**
حجر طين جيري به بقايا حيوية	**Biomicrite**
حجر طين جيري دقيق الحبيبات	**Argillaceous limestone**
حجر طين حصوي	**Pebbly mudstone**
حجر طين عضوي	**Organic claystone**

حجر العنب	Grapestone
حجر غرين	Silstone
حجر مترابط حيوي	Boundstone
حجر الوحل: حجر الطين	Mudstone
حجم	Size
حجم الحبيبات	Grain size
الحجم الكمي للمسام	Pore volume
حجم متوسط الحبيبات	Mean size
حجم وسيط	Median size
حدبة جليدية	Drumlin
حدود التدرج الحجمي للحبيبات: حدود حجمية	Grade boundaries
حدود حبيبة تموجية	Wavy grain boundaries
حديث، ناشيء (صغير في العمر) ـ صَبي	Young
حديد	Iron
حديد ظري	Cherty iron
حديدي	Ferruginous
حركات بناء الجبال: عملية تَجَبُّلِيَّة	Orogencsis
حركات كتلية	Mass movements
حركة: تَنَقُّل	Mobilization
حركة التأرجح (حركة متأرجحة)	Oscillatory movement
حركة جانبية	Lateral movement
حركة دائرية (دوران، طواف)	Circulation
حركة دائرية حلزونية	Helical circulation
حركة دائرية محدودة أو مقيدة أو مقصورة	Restricted circulation
حركة دائرية محدودة لمياه البحر	Restricted marine circulation
حركة حلزونية	Vortices
حركة السائب	Fluids movement
حركة سوائب المسام	Circulation pore fluids
حريث جليدي (راسب سحج الجليد)	Till
الحزازيات (أحافير مسلكية)	Bryozoans
حزوز الريح	Yardangs

حصوات (حصى صغير)	Pebbles
حصية (جمعها حصيات)، حجمها أقل من الحصى وأكبر من الرمل	Granule(s)
حصى الفوسفات	Pebble phosphate
حصى طينية جيرية	Lump
حصى كبير (جرول)	Rudite
حُفَر	Pits
حطامات هيكلية	Skeletal debris
حطام (حطام صخري)	Debris (rock waste)
حطام بركاني	Volcanic debris
حطام بركاني بحري	Submarine volcanic debris
حطام حيوي	Biogenic debris
حطام صدفي (أو محاري)	Shell debris
الحلقيات	Annelids
حموض (جمع حِمْض)	Acids
حمل الرواسب القافزة	Saltation population
حمل الرواسب المعلقة	Suspension population
حمل الطبقة	Bed load
حمل معلق	Suspended load
حواجز رملية	Sand bars
حواجز شاطئية	Barrier coasts
حواجز قنوية	Channel bars
حوض جِرْمي : حوض نَيْزكي	Meteoric basin
حوض الفيضان (جمعها أحواض الفيضان)	Flood basins
حوض مصرف أو حوض الصرف	Drainage basin
حيوانات فقارية	Vertebrates
حيوانات مسلكية متطفلة	Feeding burrows
حيوانات لافقارية (لافقاريات)	Invertebrates
حيوان قديم	Paleodictyon
حيود ناعم	Fine skewed
حيوي	Biogenic

خ

خاصية الترابط (التماسك)	Cohesion
خامات حديدية معتمة	Opaque iron ore
خاصية المرونة	Plasticity
خاصية النفاذية	Permeability
خاصية الانفصام	Cleavage
خالي من راسب الأرضية	Matrix free
خام حديد المستنقع	Bog iron ores
خث (نباتات في أولى مراحل تفحمها)	Peat
خدوش	Scratch
خزان الماء الجوفي (مستودع الماء الجوفي): مكمن الماء الجوفي	Aquifer
خسف أو انخفاض	Subsidence
خطوط أو تخطط	Grooves
خطوط أو حزوز	Lineation
خطوط الأحواض	Troughlines
خطوط الحواف أو خطوط الانكسارات	Brink lines
خطوط شاطئية ثابتة	Static shorelines
خطوط القمم	Crest lines
خفي التبلر أو التبلور	Cryptocrystalline (Amorphous)
خلايا جرثومية	Spores
خليط غير مؤكد أنواع مركباته	Collophane
الخياشيميات (من الرخويات)	Lamellibranchs

د

داخل الطبقة	Intrabed
داخل منطقة الشاطيء	Inshore
دارات ثلجية	Cirques
دُب (دِبَبَة)	Bear(s)
دبال (مادة نباتية عفنة)	Humic
دراسات حسابية أو تعدادية	Statistical studies
دراسات نظائر الكبريت	Sulphur isotope studies

دراسة الصخور	Petrology
دراسة الشرائح الصخرية تحت المجهر	Petrography
درجة الانعطاف أو الالتواء	Sinusoity
الدرع العربي النوبي	Arabian Nubian Shield
درنات كاذبة	Pseudoconcretions
درنات متزامنة الترسيب	Synsedimentary concretions
درنات معاصرة	Penecontemporaneous concretions
درنات نشأت بعد الترسيب	Epigenetic concretions
درن شعاعي	Septaria
درنة (درنات)	Concretion(s)
دفع إلى أعلى	Uplift
دفعت (أو رفعت) إلى أعلى	Uplifted
دقيق التبلور (مجهري التبلر، أي لا يرى إلا بالمجهر)	Microcystalline
دِلَتْ المد والجزر	Tidal deltas
دلوميت (أحد معادن الكربونات)	Dolomite (CaMg $(CO_3)_2$)
دلوميت أولي	Primary dolomite
دلوميت تكون بالإحلال	Replacement dolomites
دلوميت ثانوي	Secondary dolomite
دلوميت لاحق	Subsequent dolomite
دهن صحراوي (طلاء صحراوي)	Desert varnish
دهن (أو طلاء)	Varnish
دوامات	Eddies
دود الأرض	Slugs
دودة (أحد أنواع الديدان المستقرة في قاع البحر)	Cubichnia
دَوْر أو طَوْر	Period
دورات تراجعية	Regressive cycles
دورات تقدمية	Transgressive cycles
دوائر متحدة المركز	Concentric
دورات تنعم حبيباتها في الاتجاه العلوي	Upward fining cycles
دورة حوض الترسيب الهابط الكبير: دورة قعائرية عظمى	Geosynclinal cycle
دورة رباعية	Quaternary period

دورة رسوبية	Sedimentary cycle
دوري	Cyclic
دياتم (نوع من الطحالب يفرز سليكا)	Diatom
ديدان	Nematodes
ديدان	Worms
ديدان ساكنة في قاع البحر	Domichnia
ديدان ثقبية	Boring organism
دورة ترسيبية نهرية كبيرة	Cyclochem

ذ

ذات نشأة خارجية (مجلوبة)	Allochthonous
ذات نشأة كيميائية مابعدية أو متأخرة	Diagenetic
ذوائب (محاليل معادن الصخور)	Solutes
ذوبان	Solubility
ذو تشكيلات وبنيات متعددة	Polymorph
ذو منشأ في داخل حوض الترسيب	Intrabasinal origin
ذو نشأة أصلية متعددة	Polygenetic origin

ر

راجبيات: بكتيريا	Bachteria
راسب أرضية	Matrix
راسب أرضية طيني	Argillaceous matrix
راسب أرضية من جير دقيق التبلر	Microcrystalline matrix
راسب الحاجز	Sediment bar
راسب ركامي	Talus
راسب عقد الطين الجيرية	Peloidal sediment
راسب فتات السليكا (أو فتات الرمل)	Siliclastic sediment
راسب فوسفاتي نيتراتي	Guano
راسب متبقي أو متخلف	Lag deposit
رأسيات الأرجل (من الرخويات)	Cephalopods
راهص: راهصة: بريشة: بريشيا (صخر يشبه الدملوك لكنه ذي حصوات مزواة)	Breccia
راهص تكتوني	Tectonic breccia
رباعي الأوجه	Tetrahedron

ربوة جليدية	Hummock
رُتَبْ	Classes
الرخويات	Molluscs
رزغ البترويودا (أو جناحيات الأقدام ـ نوع من الرخويات)	Pteropod ooze
رزغ الدلوميت	Dolomite ooze
رزغ الكلسيت الدقيق الحبيبات (أو ناعم)	Fine calcite ooze
رزغ الفورامنيفرا	Foraminiferal ooze
رزغات، رسوبية لُجِّية	Pelagic oozes
رزغات الشعاعيات (نضح الشعاعيات)	Radiolarian oozes
رزغة جيرية دقيقة التبلور	Microcrystalline ooze
رسوبي	Sedimentary
رصيص بركاني	Agglomerate
رصيف بحري راسخ	Stable shelf
رقائق	Laminae
رقائق حولية	Varves
رقائق خث أو طبيقات الخث	Peat layers
رقائق طين حولي	Varved clay
رقائق متقاطعة	Cross-laminae
رقائق الوحل الجليدي	Glacial varves
رقائق، صفحي	Laminar
ركام الانهيار الصخري	Scress
ركام جليدي	Moraine
ركام جليدي سطحي	Superficial moraine
ركام جليدي سفلي	Ground moraine
ركام شعابي	Reef talus
رماد بركاني	Volcanic ash
رماد متدفق	Ash flow
رماد متساقط	Ash falls
رمل	Sand(s)
رمل أوّلي	Protoquartzite
رمل تحات الفتات البركاني	Erosional volcaniclastic sands

رمل الجير (أو رمل الكربونات)	Carbonate sands
رمل الحاجز	Barrier sand
رمل حاجز الحافة	Point bar sands
رمل سرئي	Oolite sand
رمل طيني دقيق الحبيبات	Argillaceous sands
رمل العكر	Turbidites sands
رمل فتات السليكا: رمل فتاتي سليكاتي	Siliclastic sand
رمل فتاتي بركاني	Volcaniclastic sands
رمل فتاتي ناري	Pyroclastic sands
رمل الفورامنيفرا (رمل المُنَخْرَبَات)	Forameniferal sand
رمل المرجانيات	Coral sand
رمل مرو نقي	Pure quartz sands
رمل مفكك التعبئة	Loosely packed sand
رمل نقي	Orthoquartzite
رمل مياه قليلة العمق: رمل مياه بحرية ضحلة	Sand shoals
رواسب	Sediments
رواسب أرضية المنشأ: رواسب بَرِّية المنشأ	Terrigenous sediments
رواسب بحرية	Marine deposits
رواسب البرك الشاطئية البحرية	Lagoonal deposits
رواسب تساقط الصخور	Rock fall deposits
رواسب ثابتة	Stable deposits
رواسب غرينية جانبية	Lateral accretion deposits
رواسب حديثة	Modern sediments
رواسب حصوية: رواسب جرولية	Rudaceous sediments
رواسب الحمل المسحوب	Traction load deposits
رواسب ذات حبيبات دقيقة (أوحال أو أطيان): رواسب طينية	Lutites
رواسب ذات نشأة خارجية: رواسب مجلوبة النشأة	allochthonous sediments
رواسب ذات نشأة محلية: رواسب حوضية النشأة	Autochthonous sediments
رواسب رملية	Arenaceous deposits
رواسب ريحية (هوائية)	Eolian deposits
رواسب سابقة التواجد	Prexisting sediments

رواسب سفحية : رواسب سفح الجبل وهي ذات أسطح مخروطية الشكل وتتكون أغلبيتها من رواهص — Piedmont fanglomerate

رواسب صلبة ملتحمة — Indurated sediments

رواسب طمية حديثة — Modern alluvial deposits

رواسب طينية — Argillaceous sediments

رواسب عبر الضفة — Overbank deposits

رواسب عضوية — Organic sediments

رواسب العكر أو الفِلِشْ — Flysch turbidities

رواسب العكر (عكارات) — Turbidites

رواسب عكر متدرجة — Graded turbidites

رواسب عكر مختلفة : فيض العكر — Fluxoturbidite

رواسب غير متماسكة — Unconsolidated sediments

رواسب غير ملتحمة — Uncemented sediments

رواسب فتاتية — Clastic sediments

رواسب فتاتية أرضية النشأة : رواسب فتاتية بَرِّية — Clastic terrigenous sediments

رواسب فتاتية بركانية — Volcanidastic sediments

رواسب فتاتية نارية — Pyroclastic sediments

رواسب فلزية — Metalliferous deposits

رواسب الْفِلِشْ أو رواسب البحار العميقة العكرة — Flysch deposits

رواسب القناة المتخلفة — Channel lag deposits

رواسب كيميائية — Chemical sediments

رواسب حتاتية فتاتية — Clastic detrital

رواسب لُجِّيَة — Pelagic sediments

رواسب متبقية — Residua

رواسب متحولة — Metasediments

رواسب متخلفة (أو متبقية) — Residual sediments

رواسب متخلفة — Relict sediments

رواسب متعددة التكوين المعدني — Extremely hetrogenous sediments

رواسب متعددة الدورات — Polycyclic sediments

رواسب متنوعة التكوين — Heterogenous sediments

رواسب مثلجية — Glacial sediments

رواسب مجرورة أو مسحوبة	Traction deposits
رواسب مجروفة	Drift deposits
رواسب مجروفة بالجليد (أو رواسب منهارة تحت تأثير الجاذبية)	Diamictite (Paraconglomerate or pebbly mudstone)
رواسب مجموعة القاع	Bottomset deposit
رواسب مجموعة القمة	Topset deposits
رواسب مجموعة المقدمة	Foreset deposits
رواسب مخلفات التخوية	Deflation lag sediments
رواسب المستنقعات	Swamp deposits
رواسب معلقة: رواسب عالقة	Suspended sediments
رواسب ملء القناة	Valley fill deposits
رواسب مالئة القناة البحرية العكرة المختلفة	Fluxoturbidite channel
رواسب الملح (أو رواسب ملحية)	Saline deposits
رواسب ملحية (ترسبات ملحية)	Salt precipitation
رواسب من أصل خارج الحوض	Sediments of extrabasinal origin
رواسب من أصل داخل الحوض	Sediments of interbasinal origin
رواسب من خارج حوض الترسيب (رواسب مجلوبة)	Extrabasinal sediments
رواسب المنجنيز	Manganiferous deposits
رواسب نهرية (رواسب الأنهار)	Fluvial deposits
رواسب وحل الرصيف	Shelf mud deposits
رواسب وحلية سوداء ذات بيئة بحرية فائقة العمق	Hemipelagic sediments
رواهص أرضية المنشأ: مُدَمْلَكات بَرِّية المنشأ	Terrigenous conglomerates
رواهص تكونت في بيئات منخفضة الطاقة	Low energy conglomerates
رواهص فتاتية بركانية	Volcaniclastic congolomerates
رواهص الكربونات: مُدَمْلَكات كربوناتية	Carbonate conglomerates
رواهص كلسية (رواهص تتكون من حصيات كلسية مستديرة)	Calcurudite (Carbonate conglomerates)
رواهص متشكلة في داخل حوض الترسيب	Intraformational conglomerates
رواهص متنوعة الحصيات	Polymictic conglomerates
رواهص مروحية: مُدَمْلَكات مروحية	Fanglomerate
رواهص وحلية: مُدَمْلَكات وحلية	Paraconglomerate (Diamictite)

روديستا (أحد أنواع المحاريات)	Rudistids

ز

زحف (بواسطة السَحب)	Creeping
زحف أو تدحرج سطحي	Surface creep
زحف (بواسطة الحبي)	Crawling
رزغ	Ooze
زلط: جرول	Gravels
زلط متخلف	Lag gravel
زركون (أحد المعادن الثقيلة)	Zircon
زوائد صخرية	Stylolites
زوفيكَسْ (حيوان)	Zoophycus
زيوليت (معدن)	Zeolite

س

سائب (سوائب)	Fluid(s)
سائب محيط	Ambient fluid
سابروبليت (صخر طين غني بالمواد العضوية)	Sapropelite
سبخات قارية داخلية	Interior continental sabkhas
سبخات متاخمة لشاطيء البحر	Sea marginal sabkhas
سبخة (سبخات: سباخ)	Sabkhas(s)
سبليت (صخر)	Spilites
ستروماتوليت (صخر)	Stromatolites
السجاريات	Belemnoids
سجل جيولوجي	Geological record
سِحْنَات الْفِلِشْ (سِحْنات رملية لبيئات بحرية عميقة)	Flysch facies
سِحَنْ البركة الشاطئية البحرية	Lagoonal facies
سِحْنَات تحتية	Subfacies
سِحْنَات حجر الرمل النوبي	Nubian sandstone facies
سِحْنَات دقيقة (مجهرية)	Micro facies
سِحْنَة (جمعها سِحْنَات)	Facies

سِخْنَة حيوية أثرية	Inchnofacies
سدريت (معدن)	Siderite
سرطانيات	Crabs
سرعة الاستقرار	Settling velacity
سرئيات	Oolites (Oolithes)
سرئيات صخرية قديمة	Ancient ooliths
سطح التقاء الماء بجسم آخر	Water interface
(سطح) عدم التوافق	Unconformity (surface)
(سطح) عدم التوافق القاعدي (أو السفلي)	Basal unconformity (surface)
سطح متماسك	Coherent surface
سطح مستو (أو مسطح)	Flat surface
سطح منسوب الماء	Water table
سفح الجبل	Piedmont
سلسلة الفحم	Coal series
سلسلة وحيدة التشكل والبنية	Isomorphic series
سلكريت (راسب سليكا متخلف)	Silcrete
سلكنة : تسلكن (عملية تكوين السليكا)	Silicification
سلنيت (معدن)	Selenite
سليستيت (معدن)	Celestite
سليسي : سليكوني	Siliceous
سليكا (معدن)	Silica
سليكا عديمة التبلر أو التشكل	Amorphous silica
سليكا متميئة	Hydrous silica
سليكات الألومنيوم	Aluminosilicates
سليكات الألومنيوم المتميئة أو المائية	Aluminohydrosilicates
سليكات الألومنيوم المتميئة الحديدية	Ferruginous aluminohydrosilicate
سلوك بنائي	Structural behavior
سلوك التيارات القديمة	Paleocurrent patterns
سمك : سماكة	Thickness
سمكتيت (أحد أنواع معادن الطين)	Smectite
سهول بحرية عميقة	Abyssal plains

سهول طميية	Alluvial plains
سهول الفيضان	Flood plains (overbank)
سوائل	Liquids

ش

شاطيء خطي حديث	Recent linear shoreline
شبكة ممرات معقدة	Ophiomorpha
شبه جرانيتي: شبه غرانيتي	Granitoid
شديد الإنحدار	Steep gradient
شرفات طبيعية نهرية	Natural levees (or banks)
شرفة	Terrace
شرفة تحت سطح الماء	Subaqueous levee
شرفة نهرية	Levee
شعاب الجزر المرجانية: شعاب حلقية	Atolls
شعاب حاجزة: شعاب حاجزية	Barrier reefs
شعاب قرنية	Pinnacle reef
شعاب متاخمة: شعاب سجافية	Fringing reefs
شعاب محارية	Oyster reefs
شعاب مستطيلة (أو متطاولة)	Elongated reef
شعاعيات (راديولاريا)	Radiolaria
شُعْب (شعاب)	Reef(s)
شُعْب منفرد: شُعْب منعزل	Isolated reef
شقوق الجفاف	Desication cracks
شقوق التقلص	Shrinkage cracks
شقوق تقلص فوق سطح الأرض	Subaerial desiccation cracks
شقوق الشمس: شقوق شمسية (تشكلت بسبب حرارة الشمس)	Sun cracks
شقوق طرد الماء	Synerisis cracks
شقوق الوحل: شقوق وحلية	Mud cracks
شقوق وحل تحت سطح الماء	Subaqueous synersis cracks
شكل (إشارة إلى تكور واستدارة الحبيبة)	Shape (form)
شكل وبِنْية: علم التشكل أو التضاريس	Morphology

شكل الشعب الحجمي	Reef geometry
شواطيء فتاتية أرضية: شواطيء بَرِّية	Terrigenous coasts
شوكيات الأسفنج السليسية	Siliceous sponge spicules
شويكات	Spicules
شيستوز (أحد أنسجة الصخور المتحولة)	Schistose

ص

صحراء حمادة (صحراء صخرية)	Hamada (Rocky desert)
صحراء صخرية (صحراء حمادة)	Rocky desert (Hamada)
صخر جُرَافة الجليد (رواسب جليدية): حريث	Tillite
صخر حيوي	Biolithite
(صخر) دقيق التبلور	Microcrystalline rock
صخر سليسي: صخر سليكوني	Siliceous rock
صخر الفوسفات	Phosphate rock
صخر مصدر	Source rock
صخر ملح الطعام (أو صخر الملح)	Rock salt
صخر الواكي: واكي صخري	Lithic wacke
صخور أحياء طحلبية	Algal biolithite
صخور أحياء مرجانية	Coral biolithite
صخور أرضية المنشأ: صخور بَرِّية المنشأ	Terrigenous rocks
صخور جير شعابية ذات نشأة مكانية: صخور شعابية حوضية المنشأ	Autochthomous reef rocks
صخور الجير المتبلر غير النقي	Sparry allochemical rocks
صخور الحصى: صخور حصوية	Rudaceous rocks
صخور داخل حوض الترسيب	Intrabasinal rocks
صخور دلوميت حديدية	Feroan dolomites
صخور رزغة الجير المشبوه	Dismicrite
صخور شعابية صفائحية	Biostromes
صخور شعابية متراكمة	Bioherms
صخور عالية التحول	High grade metamorphic rocks
صخور الفتات النارية	Pyroclastic rocks
صخور الفحم: صخور فحمية	Carbonaceous rocks

صخور فوسفاتية: صخور متفسفتة	Phosphatized rocks
صخور كتلية جلمودية ذات ترسيب مثلجي	Erratic blocks
صخور مجروفة بالمثالج: صخور مثلجية	Glacial diamectites
صخور مرجانية	Coral rocks
صخور من خارج حوض الترسيب: صخور مجلوبة	Extrabasinal rocks
صخور الوحل	Mudrocks
صخور الوحل الغنية بالمواد العضوية	Organic rich mudstones
صدع (صدوع)	Fault(s)
صرف أو تصريف	Discharge
صفح أو ارتطام	Blasting
صفيحة: لوح	Slab
صقل	Polish
صَوَّان (نوع من صخور السليكا)	Flint

ض

ضغط ساكن متميىء	Hydrostatic pressure
ضغط ضئيل	Least pressure
ضغوط التمزق	Shearing pressure
ضفتي النهر	River banks

ط

طابع (طوابع)	Cast(s)
طابع الخطوط	Groove casts
طائفة الجلد شوكيات	Echinodermata (echinoderms)
طائفة الحزازيات (حيوانات مسلكية)	Bryozoa
طائفة الرخويات	Molluscs
طائفة الزنبقيات	Crinoides
طائفة الفورامنيفرا: المُنْخَرَبَات	Foraminifera
طائفة المحاريات (أحافير ذات مصراعين): ثنائية المصراع	Bivalves
طائفة المرجانيات	Corals
طائفة المسرجانيات: السراجيات	Brachiopods

طبقات الزنبقيات	Crinoid beds
طبقات ظر شعاعية مترققة	Laminated radiolarian cherts
طبقات محارية	Shell beds
طبقات مستوية	Flat beds
طبقات حيوية مضطربة	Bioturbated layers
طبقات مرجانية	Coral beds
طبقات النيفيلويد	Nepheloid layers
طبقة (طبقات)	Bed(s)
طبقة أو طبقية	Layer
الطبقة الزمنية	Chronostratigraphy
طبقة سفلية أو باطنية	Substrata
طبقة صخر رسوبي كبيرة	Stratum
طبقة صفائحية: طبقة لوحية	Slabby
طبقة غنية بجذور النباتات	Root bed
طبقية: طباقية	Stratigraphic
طبقات ثلاثية	Triplets
طبقات دائرية متحدة المركز	Concentric layers
طقيات زوجية	Couplets
طبقات ضئيلة السمك: طبقات نحيلة	Thin layers
طبقات العظم: طبقات عَظْمِيّة (أي طبقات تتكون من العظم)	Bone beds
طبقات محارية	Shell layers
طحالب	Algae
طحالب كلسية	Calcareous algae
طحالب دقيقة	Endolithic algae
طحلب الحلميدا	Halimeda
طحالب غشائية	Encrusting algae
طحالب ورقية أو غشائية	Phylloid algae
طراز (أو ترتيب الجسيمات المعدنية في الصخر الرسوبي)	Fabric
طراز أولي	Primary fabric
طراز بناء الإضافة	Apposition fabric
طراز جيوبتال: طراز التَّوْيج الأرضي: طراز التُّوْجية الأرضي	Geopetal fabric

طراز الشُعْب	Reef fabric
طرد الماء أو استخراجه: استبعاده	Dewatering = Dehydration
طرد الماء (بالتخلل وليس بالتبخر): تسرب الماء	Syneresis
طراز مشوه	Deformational fabric
طرق قياس حجوم الحبيبات	Methods of grain size measurements
طُفْ بركانية	Volcanic tuff
طُفْ (حجر رملي بركاني)	Tuff
طفو الثلج	Floating ice
طمي	Alluvial
طمي	Alluvium
طمي النهر المتشعب	Braided alluvium
طوابع الثقل أو الحمل	Load casts
طول	Length
طول الموجة	Wage length
طول النيم	Ripple length
طين	Clay
طين جيري به بقايا حيوية كبيرة	Biorudmicrite
طين جيري به سرئيات	Oomicrites
طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية	Biopelmicrite
طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية كبيرة	Biorudpelmicrite
طين جيري كبير الحبيبات به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية	Biosparimicrudite
طين جيري به كلسيت نقي متبلر وبقايا حيوية	Biosparimicrite
طين جيري دقيق الحبيبات	Micrite
طين جيري متدلمت	Dolomicrite
طين جيري متدلمت به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية	Dolobiosparimicrite
طين راسب الأرضية	Clay matrix
طين صَدَفي: طين محاري	Shelly clay
طين صفحي عادي	Average ahale
طين صفحي نفطي	Oil shale
طين الصين	China clay
طيه مضطجعة	Recombent fold

طين ناري	Fire clay
طيني	Argilaceous

ظ

ظر: صَوّان. تشيرت	Chert
ظر الأحواض الهابطة العملاقة: ظر القعائر العظمى	Geosyncline cherts
ظر شعاعي	Radiolarian cherts
ظر عُقَيْدي	Nodular chert
ظر مِجَني: ظر كريتوني (ظر المناطق الراسخة في القشرة الأرضية)	Cratonic cherts
ظروفَ الاختزال	Reducing conditions

ع

عامل تشحيم	Lubricant
عدسة	Lens
عدسيات	Lenticles
عدم ترسيب	Non-deposition
عديم التبلر أو التشكل	Amorphous (cryptocrystalline)
عرض: اتساع	Breadth (width)
عروق الفحم	Coal seams
عروق (عروق الفحم)	Seams (coal seams)
عصر الألوسين (أو الحديث)	Holocene
عصر ثلاثي	Tertiary
العصر الطباشيري	Cretaceous
العصر القديم	Paleozoic
العصر الكمبري	Cambrian
علم الفيزياء الجيولوجي: علم الجيوفيزياء	Geophysics
عقد طينية جيرية	Pellet calcilutites
عقد طينية فوسفاتية	Phosphatic pellets
عقد الفوسفات	Phosphate pellet
عقد أو كرات جيرية	Pellets (Peloids)
عقد مبتدئة التكوين	Incipient pellets

عُقَيْدة (جمعها عُقَيْدات): عُجَيْرة (عُجَيْرات)	Nodule(s)
عُقَيْدَات ظَرَّانية	Chert nodules
عُقَيْدَات فوسفاتية	Phosphatic nodules
عُقَيْدَات الفوسفورايت	Phosphorites nodules
عُقَيْدَات كربونات الحديد (أو منعقدات السدريت)	Sideritic nodules
عُقَيْدَات كاذبة	Pseudonodultes
عُقَيْدي: عُجَيْري	Nodular
علامات الأبواق	Flute marks
علامات التخطط	Groove marks
علامات التمزق والتجعد	Rib-and furrow marks
علامات القاع	Sole marks
علامات القاع	Tool marks
علامات النيم أو نيم	Ripples
علامات النيم	Ripple mraks
علم أثار الأحافير	Ichnology
علم البيئة القديمة	Paleocology
علم التربة	Pedology
علم التشكل أو التضاريس: شكل وبِنْية سطح الأرض	Morphology
علماء الرسوبيات	Sedimentologists
علم الصخور	Lithology
علم الطبقات الحيوية	Biostratigraphy
عمليات شاطئية	Coastal processes
عمليات قبل التحول	Premetamorphic processes
عمليات النشأة المابعدية أو المتأخرة	Diagenesis
عمليات نهرية	Fluvial processes
عملية (عمليات)	Process(s)
عملية الإزاحة بالمحاليل	Leaching
عملية استبعاد الدلوميت وتكوين الكلسيت (كلستة)	De-dolomitization (Calcitization)
عملية انتقال تحولي	Polymorphic transformation
عملية التبلر المتجددة	Neomorphism
عملية التحول	Metamorphism

عملية تدفق الحبيبات	Grain flow process
عملية تعدد التحول المعدني الذاتي	Polymorphism
عملية الكلستة أو تكوين الكلسيت	Calcitization
عملية الحفر (التي تحدثها الديدان في الرواسب)	Burrowing
عملية الدموج أو الأحكام: تراص	Compaction
عملية النشوء المابعدي المبكر	Early diagenetic
العوالق النباتية البحرية	Phytophankton
عوالقية	Plankonic
عينات تحت سطحية	Subsurface samples
عينة يدوية	Hand specimen

غ

غازات	Gases
الغاز الطبيعي	Natural gas
غب (أغباب)	Bay(s)
غبار بركاني	Volcanic dust
غروانية	Colloidal
غروانية السليكا المتميئة	Colloidal hydrated silica
غرين	Silt
غرين دلوميتي	Dolomitic silt
غسل	Wash
غسل أو إزاحة	Winnowing
غسل (غسيل) الجرانيت (إشارة إلى حت صخر الجرانيت بالماء)	Granite wash
غير بحري	Non-marine
غير ثابت	Unstable = Instable
غير جيرية	Non-carbonate
غير صفحي (غير ورقي)	Non-fissile
غير متحول	Unmetamorphosed
غير متطبق (عديم التطبق)	Non stratified
غير متماسك (أو غير متصلب)	Unconsolidated
غير مسامي (لا مسامي)	Non porous

غير ملتحم (غير مسمنت)	Uncemented
غير ملتحم (مفروط)	Friable (uncemented)
غير ناضج فيزيائيًا	Physically immature
غير ناضج كيميائيًا	Chemically immature
غير ناضج معدنيًا (كيميائيًا)	Minerallogically immature (chemically immature)
غير ناضج نسيجيًا (فيزيائيًا)	Texturally immature (physically immature)
غير نافذ (عديم النفاذية)	Impermeable
غير نافذ (غير منفذ)	Non permeable

ف

فاصل (فواصل)	Joint(s)
فتات بركاني	Volcaniclastic
فتات صخور الكربونات أو (فتات جيرية مكانية النشأة)	Intraclasts
فتات صخرية	Lithoclasts
فترة حجمية بين مناخل فرز الحبيبات	Size interval
فحم (حجم الفحم الطبيعي)	Coal
فحم الأنثراسيت	Anthracite coal
فحم البيتومين	Bituminous coal
فسفوريت (رواسب الفوسفات)	Phosphorite(s)
فصوص	Lobes
فرانكوليت (معدن)	Francolite
فَرْشَات طحلبية	Algal mat
فرق الكثافة	Density difference
فطريات	Fungi
فلسبارات الكالسيوم (معدن الأنورثيت)	Calcic feldspars
فواصل	Divides
فوسفات (صخر)	Phosphate
فوسفات العظم	Bone phosphate
فوسفات متخلف أو متبقى	Residual phosphate
فوق سطح الأرض	Subaerial
فوق مستوى قاعدة الموج	Above wave base

فوهة بركان	Caldera
في الاتجاه العلوي	Up-ward
في أماكن تواجدها	In situ
فيفيانيت (معدن)	Vivianite

ق

قاعدات تحاتية	Erosional bases
قاعدة أو قاع	Sole
قاعدي (يحتوي على معادن الحديد والمغنسيوم)	Mafic
قالب	Mold (mould)
قاعية	Benthonic
قدم الدلتا	Delta foot
قذف طبيعي للصخور (انهيار صخري)	Sturzstorms
قرص، ورقي ـ نصلي	Oblate
قرصنة النهر	River capture
قرصي أو أسطواني الشكل	Disc shaped
قِشْرة صغيرة: شِقْفة صغيرة	Small chip
قِشْرة منجنيز	Manganese crust
قشور الطين الصفحي	Shale flake
قصير	Short
قضيب (متطاول)	Rod (roller or prolate)
قضيب أو متطاول	Prolate = Roller = Rod
قِطَعْ (أوصال)	Patches
قِطَعْ شعابية: شعاب قِطَعِيَّة	Patch reefs
قِطَعْ عرضي	Cross cut
قِطَعْ موزيك ثانوي	Patchy secondary mossiac
قِطَاع نيم عرضي	Ripples cross section
قِطَاعات مثقبية	Drill cuttings
القطر الأوسط	Intermediate diameter
قطر قصير (القطر الأصغر)	Short diameter
قفز أو نط	Saltation

قلويات	Alkalies
قلوي : قِلْواني	Alkaline
قليل العمق	Shallow depth
قليل العمق (ضحل)	Shoal
قمم محدبة	Anticlinal crests
قنابل بركانية	Volcanic bombs
قناة (قنوات)	Channel(s)
قناة متفرعة	Distributary channel
قناة معزولة أو مهجورة	Abandoned channel
القنفذيات	Echinoderms
قنوات متعرجة : قنوات ملتوية	Meandring channels
قنوات المد	Tidal channel
قنوات مستقيمة	Straight channels
قنوات منشقة : قنوات كُسْرِيَّة	Crevasse channels
قنوات نهرية متشعبة	Braided channels
قواقع	Snails
قوالب حيوية : قالبية حيوية	Biomoldic
قوة التمزق	Shear strength
قوى السوائب والموائع	Hydrodynamic

ك

كائنات حية : متعضيات	Organisms
كاتيون (جمعها كاتيونات)	Cations
كالكوبيريت	Chalcopyrite
كاموسيت (معدن)	Chamosite
كاولين (أحد معادن الطين)	Kaolin
كائنات بحرية	Stromatoporoids
كائنات حية صغيرة تعيش في أطياف ماء التربة	Rotifers
كبريتات	Sulphates
كبريتيدات الحديد الأحادية	Iron monoslphides
كبريتات الكالسيوم	Calcium sulphate

كبريت طبيعي (عنصر الكبريت)	Native sulphur
كبريتيدات	Sulphides
كبريتيد الحديد	Iron sulphide
كبريتيد الهيدروجين	Hydrogen sulfide
كتل الأرض	Land masses
كتلية (كتلي)	Blocky
كثبان	Dunes
كثبان السيف	Seif dune
كثبان مضادة	Antidunes
كثبان طويلة	Longitudinal dunes
كثبان مستعرضة (مستقيمة)	Traverse dunes
كثبان نجمية	Stellated dunes
كثب النيم المنتظم الامتداد	Transverse dune
كُرَات أو عقد جيرية: كُرَيَّات غائطية	Faecal pellet
كُرَات الوحل	Mud balls
كُرَات وحل جيري	Lime mud balls
كربونات	Carbonate
كربونات حتاتية	Detrital carbonate
كربونات متبلرة	Crystalline carbonate
كربونات موضعية النشأة	Authigenic carbonate
كرة	Sphere
كروزيانا (حيوان)	Cruzians
كروي	Spherical (Equant)
كروي	Equant (Spherical)
كُرَيَّات طحلبية	Oncolites (oncoliths)
كِسَر خشبية	Wood fragments
كِسَر ذات نشأة خارجية: كِسَرٌ خارجية النشأة	Extrabasinal clasts
كِسَر صخرية: شظايا صخرية	Rock fragments
كِسَر صخرية متصخرة: شظايا صخرية متصخرة	Lithic rock fragments
كلسي	Calcareous
كلسيت (أحد معادن الكربونات)	Calcite ($CaCO_3$)

كلسيت دقيق التبلور (مجهري)	Microcrystalline calcite
كلسيت متبلور نقي ولامع	Sparry calcite
كلسيت محاري: كلسيت هيكلي	Skeletal calcite
كلسيت نتوئي متبلور نقي	Drusy spar
كلسيت نقي متبلور به سرئيات وبقايا حيوية	Bio-oosparite
كلسيت نقي متبلور به كسر جيرية	Intrasparite
كلسيت نقي متبلور به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية	Biopelsparite
الكلسنة: التكلست (عملية تكوين الكلسايت)	Calcitization (De-Dolomitization)
كلسيدوني (معدن)	Chalcedony
كلسيت معاد تبلرة	Recrystallized calcite
كلور أباتيت (معدن)	Chlorapatite
كلوريت	Chlorite
كليكيت (معدن)	Chliachite
كوارتز دقيق التبلور	Microcrystalline quartz
كوارتزوز (رمل نقي)	Quartzose
كوارتزيت (أنقى أنواع أحجار الرمل)	Quartzite
كوسمورهاف (دودة)	Cosmorhaphe
كوكوليتيفوريدز (نبات يفرز كلسيت)	Coccolithiphorids
كوكوليث	Coccoliths
كوكينا (حجر جير غني بالأصداف)	Coquina
كيرجين (مركب هيدروكربوني عضوي)	Kerogen
كيمياء حيوية	Biochemical

ل

اللاحشويات	Coelenterates
لجنيت، فحم بني اللون (أحد رتب الفحم)	Lignite
لحام الضغط	Pressure welding
لنجيولا (إحدى أنواع الأحافير)	Lingula
لوحية (لوحي)	Flaggy
لوس (تربة طفالية)	Loess (Loam)
لومونتيت (معدن)	Laumontite

ليثوتامنيوم (أحد أنواع الطحالب الغشائية)	Lithothamnium
ليمونيت (معدن)	Limonite
لاتريت (صخر رسوبي يتكون من تربة حمراء)	Laterite
لاحم	Cement
لاحم سليكا	Silica cement
لاحم كلسيت نقي متبلور	Sparry calcite cement
لاحم كلسيدوني	Chalcedonic cement
لاحم كيميائي نقي	Orthochemical cement
لاحم وحلي تخللي	Interstitial mud cement
لا عنقي : لا ذنيبي : جليسي : جليس : مثبت	Sessile

م

ما بعد عملية النشأة المابعدية	Epidiagenesis
ماء التبلل	Hydroscopic water
ماء تجاذبي (أو ماء الجاذبية)	Gravitational water
ماء جوي	Meteoric water
ماء الخاصة الشعرية	Capillary water
ماء مشترك	Combined water
مادة الأرضية الناعمة	Fine matrix
مادة متكربنة	Carbonaceous matter
ماركسيت (معدن)	Marcasite
مبعثرة أو متقطعة (قطعة)	Patch
متآكل	Corroded
متبخرات (أو صخور البخر)	Evaporites
متبقية	Residual
متجمعات	Aggregates
مترققة	Laminated
متزامنة الترسيب	Syndepositional
متشكلة من داخل حوض الترسيب	Interformational
المتصلبات (مستعمرات مرجانية)	Scleractinia
متصلد، قاس	Indurated

متضلع	Polygonal
متطاول أو مستوٍ أو قرص	Tabular
متطبق	Stratified
متعدد النشأة والتشكيل	Polygenetic
متعدد النمط	Polymodal
متقارب التماثل	Near-symmetrical
متقطع (إشارة إلى تصريف الأنهار الفصلي): قصير الأجل: مؤقت	Ephemeral
متكون حديد من قبل العصر الكمبري	Precambrian iron formation
متلامس: متجاور: قريب	Contigous
متنوع أو متعدد (غير متجانس)	Heterogenous
متنوعة (متنوع)	Miscellaneous
متوافق	Conformable
متورق	Fissile
متوسط	Mean
متوسط بياني (إشارة إلى متوسط حجم الحبيبات)	Graphic mean
مجاري أو قنوات الذوبان	Solution channels
المجعدات	Rugosa
مجموعات جسيمية	Population of particles
مجموعة الأفيوليت: مجموعة إفيوليتية	Ophiolitic-suite
مجموعة القاع	Bottomset
مجموعة المقدمة أو الواجهة	Foreset
مِجَنّ - مِجَنّي	Craton
مجنتيت (معدن)	Magnetite
المجوفات (مرجان ثماني)	Alcyonaria
محاريات	Oysters
محاري	Conchoidal
محاط	Bounded
محتويات أو مواد كيميائية غير نقية	Allochemical component
محصلة النضوج	Net maturity
محلول الضغط	Pressure solution
محلية أو مكانية المنشأ (غير مجلوبة): حوضية المنشأ	Autochthonous

المرجانيات	Corals
مرحلة السمنتة والالتحام (مرحلة تكوين المادة اللاحمة)	Locomorphic phase
مخروط في مخروط	Cone-in-cone
مخطط (مقلم)	Striated
مخلفات التجوية	Weathered residuum
مخلفات التخوية	Deflation lags
مَد	Tide
مدرج تكراري	Histogram
مدعم	Supported
مُدَمْلَكَات (جمع دُمْلوك وهو صخر يشبه صخر الراهص ولكن ذي حصوات مستديرة)	Conglomerates
مُدَمْلَكَات تجمعية	Paraconglomerates
مُدَمْلَكَات الحصى النقية	Orthoconglomerates
مُدَمْلَكَات الحصوات الحوضية	Intraformational Conglomerates
مُدَمْلَكَات الحصوات المجلوبة	Extraformational conglomerates
مُدَمْلَكَات كربوناتية	Carbonate conglomerates
مُدَمْلَكَات متعددة الحصوات	Polymictic conglomerates
مُدَمْلَكَات وحيدة الحصوات	Oligomictic conglomerates
مراوح بحرية	Submarine fan
مراوح طمية	Alluvial fans
مرتفع منحدرات قاع النهر	Chutes
مرجان الثماني أو المجوفات	Alcyonarians
مرجانيات شعابية	Hermatypic corals
مرجانيات متميثة	Hydrocorallines
مرحلة	Phase (stage)
مرحلة الأكسدة والاختزال (إحدى مراحل النشأة المَابَعْدِيَّة)	Redoxomorphic phase
مرحلة ما بعد عملية النشأة المابَعْدِيّة	Epidiagenesis phase
مرحلة ما قبل التحول مباشرة	Phyllomorphic phase
مرحلة المواد النباتية (التي ستصبح فحم فيما بعد)	Peat stage
مرشد تقريبي	Rough guide
مركبات مادة حديدية	Ferric iron compounds

مرل (صخر رسوبي جيري)	Marl
مرو أو كوارتز (معدن)	Quartz
مرو (كوارتز) عرقي	Vein quartz
مروحة (مراوح)	Fan(s)
مرونة مائية	Hydroplastic
مُسَال	Liquified
مسالك	Burrows
مسالك أو أنفاق حيوانات (ديدان)	Animal burrows
مسالك جيدة التكوين	Well developed burrows
مسامية	Porosity (pore space)
مسامية أوّلية	Primary porosity
مسامية بين البلورات	Intercrystalline porosity
مسامية بين الجسيمات	Interparticle porosity
مسامية بين الحبيبات	Intergranular porosity
مسامية ثانوية	Secondary porosity
مسامية ثقبية أو فجوية	Fenestral porosity
مسامية ثقبية	Vuggy porosity
مسامية داخل الحبيبات (الجسيمات)	Intraparticle porosity
مسامية فعالة أو مؤثرة	Effective porosity
مسامية القالب (أو قالبية)	Moldic porosity
مسامية المكسر: مسامية مَكْسَرِيَّة	Fracture porosity
مسامية المحلول	Solution porosity
مستنقعات سبخية ضحلة	Marshes
مستنقعات عُشبية	Swamps
مستودعات الهيدروكربونات (النفط والغاز الطبيعي)	Hydrocarbon reservoirs
مستوى	Planar
مستوى التفتت أو التحات في آفاق التربة	Eluvial
مستويات التصفح أو التورق	Planes of fissility
مسرع (جمعها مسارع)	Rapid(s)
مسطح الشعب	Reef flat
المسطحات (نوع من المرجانيات)	Tabulata

مسطحات الجزر	Intertidal
مسطحات فوق منطقة المد	Supratidal flats
مسطحات المد والجزر	Tidal flats
مُسِن	Old
مسنن (أو مشرشر)	Hackly
مصايد بِنَائية	Structural traps
مصايد نفطية	Oil traps
مصبات الأنهار	Estuaries
مصدر	Source
مضاهاة أو توافق، مطابقة	Correlation
مضطرب	Turbulent
مضلع (شكل كثير الأضلاع والزوايا)	Polygon
مطر هبوب الريح	Wind blow rain
مطوي أو ملفوف (مشوه)	Convolute
معادن ثابتة	Stable minerals
معادن إضافية	Accessory minerals
معادن ثقيلة	Heavy minerals
معادن خفيفة	Light minerals
معادن ذات نشأة محلية	Authigenic minerals
معادن طينية	Clay minerals
معادن غَثّة	Gangue minerals
معادن غير ثابتة	Labile minerals (Unstable minerals)
معادن الكربونات: معادن كربوناتية	Carbonate minerals
معامل التصنيف البياني الشامل	Inclusive graphic standard deviation (σ_1)
معامل التفرطح البياني	Graphic kurtosis (KG)
معامل التكور	Coefficient of sphercity
معامل الحيود أو الإنحراف	Skewness
معامل الحيود البياني الشامل	Inclusive graphic skewness (SK_1)
معامل النضوج الفيزيائي	Index of physical maturity
معامل النضوج الكيميائي	Index of chemical maturity
معاملات (مقاييس)	Parameters

معاملات حجمية حبيبية	Grain size parameters
معالم ترسيبية	Depositional features
معالم (أو بِنْيات) حُتَاتِية	Erosional features
معبأ	Packed
معجون	Paste
معجون دقيق التبلور	Microcrystalline paste
معدل الحرارة الأرضية	Geothermal gradient
معدن	Mineral
معدن حديد: هيماتيت	Hematite
معدن خفيف	Light mineral
معقد الشُعْب	Reef complex
معلق	Suspension
ممرات بين المسامات	Throat passages
مغلفة	Sealed
مقاييس أو معاملات حجم الحبيبات	Size parameters
مقدمات الجليد	Snouts of glacier
مقدمة الدلتا	Delta front
مقدمة الشُعْب	Forereef
مقطع (مقاطع)	Profile(s)
مقطع التربة	Soil profile
مقعد التربة	Seat earth
مقياس الاحتمالات	Probability scale
مقياس تدرج الحبيبات	Grade scale
مقياس تدرج حجوم الحبيبات للعالم ونتورث	Wentworth grade scale
مقياس مجهري لقياس قطر الحبيبات تحت المجهر	Eye piece micrometer
مقيم، مستقر، موضعي	Sedentary
مكاسر محارية	Conchoidal fractures
مكامن طبقية	Stratigraphic traps
مكسر (مكاسر)	Fracture(s)
مكسر مسنن أو مشرشر	Hackly fracture
مكونات أرضية المنشأ: مكونات بَرِّية	Terrigenous components

مكونات كيميائية غير نقية	Allochemical
مكونات كيميائية نقية	Orthochemical components
ملح الطعام	Salt
ملح كاذب	Salt pseudomorph
ممرات كبيرة بين المسام	Large throat passages
ممرات المد: مداخل مدِّية	Tidal inlets
ممرات منحدرة	Thalwegs
مواد حتاتية (حتية)	Material eroded
مواد عضوية	Organic matter
مواد كربونية أو فحمية	Carbonaceous material
مواد كيميائية صلبة غير نقية	Allochems
مواد موجودة بين الفتاتات	Interstitial material
موج الرمل	Sand waves
مؤخرة الشُعْب أو ظهر الشُعْب	Back-reef
موطن	Habitat
من أصل أو نشأة أرضية: أصل أو منشأ بَرِّي	Terrestial origin
من أصل نشأة كيميائية مابَعْدِية	Diagenetic origin
مناخ مثلجي	Glacial climate
مناطق سهلية (أو سهول)	Plain(s) (plane)
مناطق شاطئية معزولة عن نشاط الأمواج أو التيارات	Sheltered embayments
مناطق منحدرات الجبال: مناطق بطاحية	Pediment zones
مناطق مدارية	Tropics
مناطق مستوية ومسطحة	Peneplain (Peneplane)
مناطق يَمِّية	Neritic zones
مناهج أو مناهيج	Patterns
منتموريلونيت (أحد أنواع معادن الطين)	Montmorillonite
منجنيز (عنصر كيميائي)	Manganese
منجنيز الحرمائي	Hydrothermal manganese
منحدر	Slope
منحدر الدلتا	Delta slope
منحدر قديم	Paleoslope

منحدرات الجبال: بِطَاح	Pediments
منحنى التواتر	Frequency curve
منحنى تراكمي	Cumulative curve
مُنَخْرَبات: فورامنيفرا	Foraminifera
منخفض النشاط	Low energy
منصات طبقية دائرية	Circular platforms
منصة بحرية	Marine platform
منطقة الانكسار (الموجي)	Breaker zone
منطقة تتخللها أشعة الشمس	Photic zone
منطقة (نطاق) التدحرج المفرط	Roll-over zone
منطقة سفح الجبل: نطاق سفحي: منطقة سفحية	Piedmont zone
منطقة شاطئية قليلة العمق: منطقة ساحلية	Littoral zone
منطقة عالية الطاقة (أو النشاط)	High energy zone
منطقة فوق مستوى منسوب المياه الجوفية	Vadose zone
منطقة القطب الجنوبي	Antarctica
منطقة المجرى (أو منطقة تجمع المياه): منطقة التشرب: منطقة السيول	Catchment area
منطقة المصدر	Provenance
منظار مستو	Plane view
منفث الماء المحمَّل بالراسب	Jet of sediment-laden water
منفصلات ذات نشأة كيميائية مابعدية	Diagenetic segregation
مياه أحفورية متزامنة	Connate waters
مياه بحرية قليلة العمق	Shallow marine water
مياه جوفية مشبعة بالأكسجين	Oxygenated groundwater
مياه صاعدة	Upwelling waters
مياه عميقة	Deeper waters
مياه قليلة العمق: مياه ضحلة	Shallow waters
ميكا (معدن)	Mica
ميكروكلين (معدن)	Microcline
ميكانيكيات دورية خارجية	Allocyclic-mechanisms
ميكانيكيات دورية مكانية	Autocyclic mechanisms

ن

ناضج	Mature
ناضج كيميائيًا (ناضج معدنيًا)	Chemically mature (minerallogically mature)
ناضج نسيجيًا (فيزيائيًا)	Texturally mature (Physically mature)
ناضجة فيزيائيًا	Physically mature
نزوح جانبي	Lateral shifting
نزوح مهاجر (هجرة نزوحية)	Accretional
نسيج	Texture
نسيج رملي	Sandy texture
نسيج رواسب العكر	Texture of turbidites
نسيج سطحي	Surface texture
نسيج مبرقش	Poikilitic texture
نشاط حركي في القشرة الأرضية (نشيط التشكل)	Tectonically active
نشاط حيوي (أو اضطراب حيوي)	Bioturbation
نشأة مابعدية جوية	Meteoric diagenesis
نشأة متزامنة الترسيب	Syndepositional origin
نشيط	Active
نضج نسيجي	Textural maturation
نضوج	Maturity
نضوج (نضج)	Maturation
نضوج معدني	Mineral maturation
نضوج نسيجي	Textural maturity
نضوحات (زرغات) رسوبية لُجِّية	Pelagic oozes
نضوح، رزغ (جيري أو سليسي)	Ooze
نضوح جيري (أو رزغات جيرية)	Calcareous oozes
نضوح سليسي = رزغات سليسية	Siliceous oozes
نط	Bouncing
نطاق، منطقة	Zone
نطاق منخفض الطاقة	Low energy zone
نظام التدفق المنخفض	Lower flow regime
نظام النهر	River regime

نفاكيوليت (صخر سليسي)	Novaculite
نفط خام أو زيت خام	Crude oil
نفق داخلي (نوع من أنواع أنفاق الديدان التي تحدثها في الرواسب)	Endichnia
نفق سطحي (نوع من أنواع أنفاق الديدان التي تحدثها في الرواسب)	Epichnia
نفق قاعي (تحدثه بعض الديدان في الطبقات)	Hypichnia
نقطة الحافة أو نقطة الانكسار	Brink point
نقطة الحوض (أعمق نقطة)	Trough point
نقطة القمة	Summit point
نقل مسحوب أو مجرور	Transport traction
نقطة الانكسار	Truncation point
نقل	Transport
نقي	Pure
نمط التشكيل	Mode of formation
نمط خشن	Coarse mode
نموذج	Model
نموذج الحاجز	Barrier model
نموذج رسوبي	Sedimentary model
نمو موضعي	Authigenic overgrowth
نمو في الاتجاه العلوي	Grow upward
نمل	Termites
نترونيت (معدن)	Nontronite
نهاية حدود الخاصة الشعرية	Capillary fringe
نهاية غير معكوسة	Irreversible end
نهر ذو قناة ملتوية (نهر متعرج)	Meandering river
نهري	Fluvial
نوافذ ترسيب وتفريغ	Deflation sedimentation windows
نواة	Nucleus
نوع من الحيوانات الدقيقة تعيش في التربة (سوس، عث)	Mites
نوع من الرخويات	Mussels
نوع من الكائنات الدقيقة	Springtails
نيترات	Nitrates

نيريتز (نوع من أثر الديدان في الرواسب)	Nereites
نيم التيار	Current ripples
نيم تياري كبير	Megacurrent ripples
نيم كبير	Megaripple
نيم عملاق	Giant ripples
نيم غير متماثل	Asymmetrical ripples
نيم متأرجح	Oscillation ripple
نيم متسلسل	Catenary ripple
نيم متسلق	Climbing ripples
نيم متماثل	Symmetric ripple
نيم مستقيم	Straight ripple
نيم الموج	Wave ripples
نيم لساني	Linguoid ripple
نيم ملتوي = نيم ملتف	Sinuous ripple
نيم ميت	Starved ripples
نيم هلالي	Lunate ripple

هـ

هابط الجاذبية	Gravity slumping
هبة ريح	Gust
هبوط	Slumping
هبوط وانزلاق	Sliding and slumping
هرمي ثنائي	Bipyramidal
هوابط	Slumps
هيدروكسي أباتيت (معدن)	Hydroxypatite
هيدروكسيد الأكسجين	Oxyhydroxide
هيليت أو ملح الطعام (معدن)	Halite

و

واجهة الدلتا	Prodelta
واجهة (مقدمة) الشعب	Reef front

واجهة مضطجعة	Recombent foreset
واضح	Sharp
واكي (نوع من أنواع الرمل)	Wackes
واكي الكوارتز (أحد أنواع أحجار الرمل)	Quartz wacke (Greywacke)
وجهريحيات (أثر الريح على أوجه الصخور أو الحصى)	Ventifacts
وجه معاكس للتيار	Lee face
وحدات تشكلية أو تضاريسية	Morphological units
وحدة رسوبية	Sedimentary unit
وحدة قياسية تستخدم في قانون استخراج النفاذية	Centipoise
وحل	Mud
وحل جيري	Lime mud
وحل الرصيف	Shelf-mud
وحل لجّي	Pelagic mud
وحيد النمط	Unimodal
ورق بياني ذو تقسيم حسابي منتظم	Arithmatic base paper
ورق ذو تقسيم لوغاريثمي	Logarithmic base paper
ورقي أو نصلي	Bladed
وسائد اللابا	Pillow lavas
وسط (أو متوسط)	Medium
وسيط	Median
وسيط حجم الحبيبات	Median grain size
وضع أو هيئة	Habit
وضع (تستخدم للإشارة إلى وضع الطبقات أو التطبق المتقاطع)	Attitude



يتزحلق	Glide
يزحف	Greep
يَمِّية	Neritic
ينزلق	Slide

ثانيًا: إنجليزي - عربي

A

Abandoned channel	قناة معزولة أو مهجورة
Above wave base	فوق مستوى قاعدة الموج
Abraided - stream system	أنظمة قنوات الأنهار المتفرعة
Abrasion	تآكل
Abyssal plains	سهول بحرية عميقة
Accretional	نزوح مهاجر (هجرة نزوحية)
Accumulation	تراكم
Acheocyathides	أكيوسياثيدز (أحد أنواع المرجان من العصر الكامبري)
Acicular	إبري
Acids	حموض
Active	نشيط
Actively subsiding basins	أحواض ترسيب نشطة
Aerobic bacteria	بكتيريا هوائية
Agglomerates	رواهص بركانية
Aggradation	إرساب (تَجَمُّع)
Aggregates	متجمعات
Agricultural lime	جير زراعي
Albite (Na-Feldspar)	ألبيت (صوديوم فلسبار ـ معدن)
Albitization of feldspars	ألْبتة الفلسبارات
Alcyonarians	المجوفات أو المرجان الثماني
Algae	طحالب

صخور أحياء طحلبية	Algal biolithite
فرشات طحلبية	Algal mat
تجير طحلبي	Algal micritization
بنيات طحلبية	Algal structures
قلويات	Alkalies
قلوي	Alkaline
حبيبات كيميائية غير نقية	Allochem grains
مكونات كيميائية غير نقية	Allochemical
محتويات كيميائية غير نقية	Allochemical component
أحجار جير كيميائية غير نقية	Allochemical limestones
مواد كيميائية صلبة غير نقية	Allochems
ذات نشأة خارجية (مجلوبة)	Allochthonous
رواسب ذات نشأة خارجية (مجلوبة)	Allochthonous sediments
ميكانيكيات دورية خارجية	Allocyclic - mechanisms
طمي	Alluvial
مراوح طمية	Alluvial fans
سهول طمية	Alluvial plains
طمي	Alluvium
ألومينا	Alumina
سليكات الألومنيوم المتميئة	Aluminohydrosilicates
سليكات الألومنيوم	Aluminosilicates
سائب محيط	Ambient fluid
آمونية غطائية : غطاء آمونيتي	Ammonite opercula
عديم التبلور أو التشكل	Amorphous (cryptocrystalline)
سليكا عديمة التبلور أو التشكل	Amorphous silica
برمائيات	Amphibian
أحواض ترسيب قديمة	Ancient geosynclines
سرئيات صخرية قديمة	Ancient ooliths
تزوى	Angularity
أنهيدريت (معدن)	Anhydrite
مسالك أو أنفاق حيوانات (ديدان)	Animal burrows

أثر أقدام الحيوانات	Animal tracks
أنكريت: دلوميت حديدي (أحد معادن الكربونات)	Ankerite (Ca (MgFe) $(CO_3)_2$ = Ferroan dolomite
الحلقيات	**Annelids**
أنورثيت (كالسيوم فلسبار ـ معدن)	Anorthite (Ca - feldspar)
منطقة القطب الجنوبي	**Antarctica**
أنثراسيت (إحدى رتب الفحم وأجودها)	Anthracite
فحم الأنثراسيت	**Anthracite coal**
قمم محدبة	Anticlinal crests
كثبان مضادة	**Antidunes**
أباتيت (أحد المعادن الثقيلة)	Apatite
طراز بناء الإضافة	**Apposition fabric**
خزانات المياه الطبيعية (مستودعات المياه الجوفية)	Aquifer
الدرع العربي النوبي	Arabian Nubian Shield
أراجونيت (أحد معادن الكربونات)	Aragonite ($CaCO_3$)
أطيان الأراجونيت	Aragonite muds
أركيوسياثيدز، جنس منقرض من عصر الكامبري ذو هيكل جيري	Archeocyathids
الأقاليم القطبية الشمالية والجنوبية	Arctic and anarctic regions
رواسب رملية	Arenaceous deposits
حجر الأرنيت (أحد أنواع أحجار الرمل: يتكون من نسبة عالية جدًا من المرو)	Arenite
طيني	Argillaceous
حجر طين جيري دقيق الحبيبات	Argillaceous limestone
راسب أرضية طيني	Argillaceous matrix
رمل طيني دقيق الحبيبات	Argillaceous sands
أحجار رمل طينية	Argillaceous sandstones
رواسب طينية	Argillaceous sediments
ورق بياني ذو تقسيم حسابي منتظم	Arithmatic base paper
أركوز (أحد أنواع أحجار الرمل: يتكون من مرو ونسبة كبيرة من الفلسبار)	Arkose
المفصليات	Arthropods
رماد بركاني	Ash (Volcanic ash)
رماد متساقط	Ash falls

Ash flow	رماد متدفق
Asphalt	أسفلت (أحد أنواع المركبات الهيدروكربونية العضوية)
Asymmetrical ripples	نيم غير متماثل
Atolls	شعاب الجزر المرجانية
Atomic structure	بنية ذرية
Attitude	وضع (تستخدم للإشارة إلى وضع الطبقات أو التطبق المتقاطع)
Autochthonous	محلية أو مكانية المنشأ (غير مجلوبة)
Autochthomous reef rock	صخور جير شعابية ذات نشأة مكانية
Autochthonous sediments	رواسب ذات نشأة محلية
Authigenic carbonate	الكربونات الموضعية النشأة
Authigenic minerals	معادن ذات نشأة محلية
Authigenic overgrowth	نمو موضعي
Autocyclic mechanisms	ميكانيكيات دورية مكانية
Avalanches (rock falls)	انهيارات (أو سقوط الصخور)
Average shale	طين صفحي عادي

B

Back - reef	مؤخرة الشعب أو ظهر الشعب
Bacterial reduction	اختزال بكتيري
Bands	أحزمة، أشرطة، سيور
Bank	جدار أو حيطة
Barchan (Barkhan)	برخان (أحد أنواع الكثبان الرملية)
Barite	باريت (معدن)
Barrier	حاجز
Barrier coasts	حواجز شاطئية
Barrier islands	جزر عازلة
Barrier model	نموذج الحاجز
Barrier reefs	شعاب حاجزة
Barrier sand	رمل الحاجز
Basal unconformity (surface)	(سطح) عدم التوافق القاعدي أو السفلي
Bauxite	بوكسيت (معدن)

Bay (s)	غب (أغباب)
Bear (s)	دُبّ (دِبَبَة)
Bed (s)	طبقة (طبقات)
Bed form	أشكال طبقية (أو تشكيل الطبقات)
Bed load	حمل الطبقة
Belemnoids	السجاريات
Below photic zone	تحت منطقة اختراق أشعة الشمس
Below wave base	تحت مستوى قاعدة الموج
Benthonic fossils	أحافير قاعية (بنثونية)
Benthonic population	تواطن قاعي (بنثوني)
Bentonite	بنتونيت (صخر رسوبي من أصل بركاني)
Bimodal	ثنائي النمط (أو ذو نمطين)
Biochemical	كيمياء حيوية
Biogenic	حيوي
Biagenic debris	حطام حيوي
Bioherms	صخور شعابية متراكمة
Biolithite	صخر حيوي
Biomicrite	حجر طين جيري به بقايا حيوية
Biomicrudite	حجر جير كبير الحبيبات وبه بقايا حيوية
Biomoldic	قوالب حيوية
Bio-oosparite	كلسيت نقي متبلور به سرئيات وبقايا حيوية
Bio-oosparrudite	كلسيت نقي كبير التبلور به سرئيات وبقايا حيوية
Biopelmicrite	طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية
Biopelsparite	كلسيت نقي متبلور به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية
Biorudmicrite	طين جيري به بقايا حيوية كبيرة
Biorudpelmicrite	طين جيري به عقد طينية جيرية وبقايا حيوية كبيرة
Biosparimicrite	طين جيري به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية
Biosparimicrudite	طين جيري كبير الحبيبات به كلسيت نقي متبلور وبقايا حيوية
Biosparite	حجر جير نقي متبلور وبه بقايا حيوية
Biostratigraphy	علم الطبقات الحيوية
Biostromes	صخور شعابية صفائحية أو طبقية

Bioturbated layers	طبقات مضطربة
Bioturbation	نشاط حيوي (أو اضطراب حيوي)
Bioturbation - structures	بنيات اضطرابية حيوية
Bipyramidal	هرمي ثنائي
Bituminous	بيتومين (أحد رتب الفحم)
Bituminous coal	فحم البيتومين
Bivalves	طائفة المحاريات (أحافير ذات مصراعين)
Black bands	أحزمة سوداء (طبقات سوداء ضئيلة السمك)
Bladed	ورقي أو نصلي
Blasting	صفع أو ارتطام
Blocky	كتلية (كتلي)
Bog iron ores	خام حديد المستنقع
Bonding	التحام
Bone beds	طبقات العظم (أي طبقات تتكون من العظم)
Bone phosphate	فوسفات العظم
Boring organism	ديدان ثقبية
Borings	ثقوب
Bottomset	مجموعة القاع
Bottomset deposits	رواسب مجموعة القاع
Boulder (s)	جلمود (جلاميد أو كبب)
Bouncing	نط
Bounded	محاط
Boundstone	حجر مترابط حيوي
Brachiopods	عضديات القدم أو الأرجل
Braided alluvium	طمي النهر المتشعب
Braided channels	قنوات نهرية متشعبة
Braided rivers	أنهار متشعبة
Braided streams	جداول نهرية متشعبة
Breadth (= width)	عرض
Breaker zone	منطقة الانكسار
Breccia	مُدَمْلَكَات (تشبه الرواهص ولكن ذات حصى مزواة)

Brine	أجاج (ماء فوق مشبع بالملح)
Brink lines	خطوط الحواف أو خطوط الانكسارات
Brink point	نقطة الحافة أو نقطة الانكسار
Bryozoa	طائفة الحزازيات
Bryozoans	الحزازيات (أحافير مسلكية)
Burrowing	عملية الحفر (التي تحدثها الديدان في الرواسب)
Burrows	مسالك

C

Calcarenite	أحجار جير خشنة (مقاس حبيباتها في مقاس حبات الرمل)
Calcareous	ويطلق عليها أحيانا رمل جيري كلسي
Calcareous algae	طحالب كلسية
Calcareous oozes	نضوح جيري (أو ردغات جيرية)
Calcareous sandstones	أحجار رمل جيرية (كلسية)
Calcareous sponges	إسفنجيات كلسية
Calcic feldspars	فلسبارات الكالسيوم
Calcilutite	أحجار وحل الجير (أحجار الوحل الكلسي)
Calcirudite (Carbonate conglomerates)	رواهص كلسية (رواهص تتكون من حصيات كلسية مستديرة)
Calcite($CaCO_3$)	كلسيت (أحد معادن الكربونات)
Calcitization	عملية تكوين الكلسيت
Calcium sulphate	كبريتات الكالسيوم
Caldera	فوهة بركان
Cambrian	العصر الكمبري
Canyon	أخدود بحري
Capillary fringe	نهاية حدود الخاصة الشعرية
Capillary water	ماء الخاصة الشعرية
Carbonaceous material	مواد كربونية أو فحمية
Carbonaceous matter	مادة متكربنة
Carbonaceous rocks	صخور الفحم
Carbonate	كربونات

Carbonate conglomerates	رواهص الكربونات
Carbonate minerals	معادن الكربونات
Carbonate muds	أوحال جيرية (كربوناتية)
Carbonate sands	رمل الجير (أو رمل الكربونات)
Carbonate sedimentation	ترسيب الكربونات
Cast (s)	طابع (طوابع)
Catchment area	منطقة المجرى (أو منطقة تجمع المياه)
Catenary ripple	نيم متسلسل
Cathodoluminescence	استضاءة المهبط
Cations	كاتيون (جمعها كاتيونات)
Cavities	تجاويف (فجوات متآكلة)
Celestite	سليستيت (معدن)
Cement	لاحم
Cemented sandstone	حجر رمل ملتحم الحبيبات
Centipoise	وحدة قياسية تستخدم في قانون استخراج النفاذية
Cephalopods	رأسيات الأرجل
Chalcedonic cement	لاحم كلسيدوني
Chalcedony	كلسيدوني (معدن)
Chamosite	كاموسيت (معدن)
Channel (s)	قناة (قنوات)
Channel bars	حواجز قنوية
Channel lag deposits	رواسب القناة المتخلفة
Chemical composition	تكوين معدني كيميائي
Chemical degradation	تفكك كيميائي
Chemical instability	تغير كيميائي
Chemically immature	غير ناضج كيميائيًا
Chemically mature	ناضج كيميائيًا
Chemical sediments	رواسب كيميائية
Chert	ظر
Chert nodules	منعقدات الظر
Cherty iron	حديد ظري

China clay	طين الصين
Chlorapatite	كلور أباتيت (معدن)
Chlorite	كلوريت
Chutes	مرتفع منحدرات قاع النهر
Circular platforms	منصات طبقية دائرية
Circulating	حركة دائرية (مطاف أو دوران)
Circulating pore fluids	حركة سوائب المسام
Circulation	حركة دائرية (دوران، طواف)
Cirques	دارات ثلجية
Classes	رتب
Classification	تصنيف
Clastic detrital	رواسب كيميائية فتاتية
Clastic sediments	رواسب فتاتية
Clastic terrigenous sediments	رواسب فتاتية أرضية النشأة
Clay	طين
Clay bands	أحزمة طينية
Clay bonding	ارتباط طيني
Clay matrix	طين راسب الأرضية
Clay minerals	معادن طينية
Clay platelets	أطباق طينية صغيرة
Claystone	حجر طين
Cleavage	خاصية الانفصام
Cliff	حائط جبلي
Climbing ripples	نيم متسلق
Climbing ripples lamination	ترقق نيمي متسلق
Coal	فحم (حجر الفحم الطبيعي)
Coalification	تفحم (تكربن المواد النباتية)
Coal seams	عروق الفحم
Coal series	سلسلة الفحم
Coarse mode	نمط خشن
Coarsening upward sequence	تتابع سحني تخشن فيه الحبيبات في الاتجاه العلوي

Coarser upward	اخشن في الاتجاه العلوي
Coastal processes	عمليات شاطئية
Coated grains	حبيبات مغلفة
Cobbles	حصى كبير
Coccolithiphorids	كوكوليتيفوريدز (نبات يفرز كلسيت)
Coccoliths	الكوكوليث
Coefficient of sphericity	معامل التكور
Coelenterates	اللاحشويات
Coherent surface	سطح متماسك
Cohesion	خاصية الترابط (التماسك)
Colloidal	غروانية
Colloidal hydrated silica	غروانية السليكا المتميئة
Colloidal paraticles	جسيمات غروانية
Collophane	خليط غير مؤكد أنواع مركباته
Combined water	ماء مشترك
Compacted	أحكم أو أدمج
Compaction	عملية الدمج أو الإحكام
Composite grain	حبيبات مركبة
Composition	تكوين معدني
Concave	تقعر
Concavo - convex contacts	تماس محدب مقعر
Concentric	دوائر متحدة المركز
Concentric layered structure	بنيات طبقية متحدة المركز
Concentric layers	طبيقات دائرية متحدة المركز
Concentric structure	بنية دائرية وحيدة المركز
Conchoidal	محاري (مَكْسَرْ)
Conchoidal fractures	مكاسر محارية
Concretion (s)	درنة (درنات)
Cone-in-cone	مخروط في مخروط
Conformable	متوافق
Conglomerate (s)	راهص، رواهص (مدملكات ذات حصوات مستديرة)

تجمعات مخروطية	Conical aggregates
مياه أحفورية متزامنة	Connate waters
تماس أو اتصال	Contact
بيئة قارية	Continental environment
أرصفة قارية	Continental shelves
جانب محدب	Convex side
مطوي أو ملفوف (مشوه)	Convolute
تطبق مطوي (ملفوف)	Convolute bedding
تطيؤ مطوي	Convolute folding
ترقق مطوي أو تصفح مطوي	Convolute lamination
بنيات مطوية	Convolute structures
كوكينا (حجر جير غني بالأصداف)	Coquina
حجر جير الكوكينا	Coquina limestone
جزر مرجانية	Coral atolls
طبقات مرجانية	Coral beds
صخور أحياء مرجانية	Coral biolithite
صخور مرجانية	Coral rocks
طائفة المرجانيات	Corals
رمل المرجانيات	Coral sand
مضاهاة أو توافق، مطابقة	Correlation
متآكل	Corroded
أطقم (مفرد طقم)	Coset
كوسمورهاف (دودة)	Cosmorhaphe
طبقيات زوجية	Couplets
سرطانيات	Crabs
تلاشي الشقوق (أو شقوق متلاشية)	Cracks taper
ظر كريتوني (ظر المناطق الراسخة في القشرة الأرضية)	Cratonic cherts
زحف (رواسطة الحبي)	Crawling
يزحف	Creep
زحف (بواسطة السحب)	Creeping
خطوط القمم (خطوط قِمَمِيّة)	Crest lines

Cretaceous	العصر الطباشيري
Crevasse channels	قنوات منشقة
Crevasse Splays	انكسارات أو شقوق
Crinoid beds	طبقات الزنبقيات
Crinoides	طائفة الزنبقيات
Cross-bedding (Cross-stratification)	تطبق متقاطع
Cross cut	قطع عرضي
Cross-laminae	رقائق متقاطعة
Cross-lamination	ترقق متقاطع
Cross strata	تقاطع طبقي
Crude Oil	نفط خام أو زيت خام
Crusts	أغطية أو قشور
Cruzians	كروزيانا (حيوان)
Cryptocrystalline (Amorphous)	عديم التبلور
Cryptoturbation structures	بنيات مشوهة ومضطربة
Crystalline carbonate	كربونات متبلورة
Cubichnia	دودة (أحد أنواع الديدان المستقرة في قاع البحر)
Cumulative curve	منحنى تراكمي
Current lineation	تخطط التيار
Current ripple bedding	تطبق نيم التيار
Current ripples	نيم التيار
Cyclic	دوري
Cyclic sedimentation	ترسيب دوري
Cyclothem	دورة ترسيبية نهرية كبيرة

D

Debris (rock waste)	حطام
Debris flow	تدفق حطامي
Decomposition	تحلل
Deducing Habitate	جلب معيشة أو سكن (موطن)
Deeper waters	مياه عميقة

Deflation	تخوية. تفريغ
Deflation lags	مخلفات التخوية
Deflation lag sediments	رواسب مخلفات التخوية
Deflation-sedimentation windows	نوافذ ترسيب وتفريغ
Deformational fabric	طراز مُشَوَّه
Delta environment	بيئة دلتاوية
Delta foot	قدم الدلتا
Delta front	مقدمة الدلتا
Delta slope	منحدر الدلتا
Density difference	فرق الكثافة
Denudation	تعرية
Deposition	ترسيب (عملية الترسيب)
Depositional features	معالم ترسيبية
Desert environment	بيئة صحراوية
Desert playas	بحيرات سبخية صحراوية
Desert varnish	دهن صحراوي (طلاء صحراوي)
Desiccation cracks	شقوق الجفاف
Detrital carbonate	كربونات حتاتية
Detrital grains	حبيبات حتاتية
Dewatering	طرد الماء أو استخراجه
Diagenesis	عمليات النشأة المتأخرة
Diagenetic	ذات نشأة كيميائية متأخرة
Diagenetic origin	من أصل نشأة كيميائية متأخرة
Diagenetic segregation	منفصلات ذات نشأة كيميائية متأخرة
Diagenetic textures	أنسجة متغيرة (ذات نشأة كيميائية)
Diamictite (Paraconglomerate or pebbly mudstone)	رواسب مجروفة بالجليد (أو رواسب منهارة تحت تأثير الجاذبية)
Diatom	دياتم (نوع من الطحالب يفرز سليكا)
Disc (oblate = tabular)	أسطوانة، قرص (أحد رتب تكور الحبيبة)
Discharge	صرف أو تصريف
Disc sphaped	قرصي أو أسطواني الشكل

Dismicrite	صخور رزغة الجير المشوة
Distal bar	حاجز مبتعد
Distributary channel	قناة متفرعة
Distributary mouth bar	حاجز ثغر النهر المتفرع
Divides	فواصل
Dolobiosparimicrite	طين جيري متدلمت به كلسيت نقي متبلر وبقايا حيوية
Dolomicrite	طين جيري متدلمت
Dolomite ($CaMg(CO_3)_2$)	دلوميت (أحد معادن الكربونات)
Dolomite ooze	نضح الدلوميت
Dolomitic limestone	حجر جيري متدلمت
Dolomitic silt	غرين دلوميتي
Dolomitised fossils	أحافير متدلمتة
Dolomitization	تدلمت (عملية التدلمت). دَلْمَتة
Dolostone	حجر الدلوميت
Domichnia	ديدان ساكنة في قاع البحر
Drainage basin	حوض مصرف أو حوض الصرف
Drift deposits	رواسب مجروفة
Drill cuttings	القطاعات المثقبية
Drumlin	حدبة جليدية
Drusy crystallization	تبلور نتوئي
Drusy spar	كلسيت نتوئي متبلر نقي
Dunes	كثبان
Dwelling	ثابتة ثاقبة
Dwelling organisms	أحياء (نباتات وديدان) ثابتة ثاقبة

E

Early diagenetic	عملية النشأة المابعدية المبكرة
Early diagenetic dolomitization	تدلمت مبكر ذو نشأة مابعدية
Echinodermata (echinoderms)	طائفة الجلد شوكيات
Echinoderms	القنفذيات
Echinoid plates	أطباق القنفذيات

Eddies	دوامات
Effective porosity	مسامية فعالة أو مؤثرة
Elliptical	بيضاوي
Elongated reef	شعاب مستطيلة (أو متطاولة)
Eluvial	مستوى التفتت أو التحات في آفاق التربة
Encrusting algae	طحالب غشائية
Endichnia	نفق داخلي (نوع من أنواع انفاق الديدان التي تحدثها في الرواسب)
Endogenetic	بِنْيات تتشكل تحت سطح الراسب
Endolithic algae	طحالب دقيقة
Environmental analysis	تحليل بيئي
Eolian deposits	رواسب ريحية (هوائية)
Ephemeral	متقطع (إشارة إلى تصريف الأنهار الفصلي)
Epichnia	نفق سطحي (نوع من أنواع أنفاق الديدان التي تحدثها في الرواسب)
Epidiagenesis	ما بعد عملية النشأة المتأخرة
Epidiagenesis phase	مرحلة ما بعد عملية النشأة المتأخرة
Epigenetic concretions	درنات نشأت بعد الترسيب
Equant (Spherical)	كروي
Equilibrium	توازن
Equilibrium deflation	تفريغ متوازن
Eroded	تحاتي أو محتوت
Erosion	حت (أو ما يعرف بعملية التعرية)
Erosional bases	قاعدات تحاتية
Erosional bed forms	تشكيلات طبقية تحاتية
Erosional features	معالم (أو بنيات) حتاتية
Erosional volcaniclastic sands	رمل تحات الفتات البركاني
Erratic blocks	صخور كتلية جلمودية ذات ترسيب ثلجي
Erratic subsidence	انخفاض غير منتظم
Estuaries	مصبات الأنهار
Euhedral faces	أوجه بلورية كاملة
Eustatic	تغيرات متوازنة في مستوى سطح البحر
Eustatic change	تغير منسوب مستوى البحر

Evaporites	متبخرات (أو صخور البخر)
Excrement	إفرازات
Excretes	إخراجات (فضلات)
Exfoliation	تقشر (أو تفسخ) سطح الصخر
Exogenetic	بنيات تتشكل بالقرب من (أو على) سطح الراسب
Extrabasinal clasts	كسرذات نشأة خارجية
Extrabasinal rocks	صخور من خارج حوض الترسيب
Extrabasinal sediments	رواسب من خارج حوض الترسيب (رواسب مجلوبة)
Extremely hetrogenous sediments	رواسب متعددة التكوين المعدني
Eye piece micrometer	مقياس مجهري لقياس قطر الحبيبات تحت المجهر

F

Fabric	طراز (أو ترتيب الجسيمات المعدنية في الصخر الرسوبي)
Facies	سحنة (جمعها سحنات)
Facies analysis	تحليل سحني
Faecal pellet	كرات أو عقد جيرية: كُرَيّات غائطية
Fan (s)	مروحة (مراوح)
Fanglomerate	رواهص مروحية
Fault (s)	صدع (صدوع)
Fault bounded intracratonic basins	أحواض بحرية محاطة بصدوع
Fauna	أحياء حيوانية
Feeding burrows	حيوانات مسلكية متطفلة
Fenestral porosity	مسامية ثقبية
Feroan dolomites	صخور دلوميت حديدية
Ferric iron compounds	مركبات مادة حديدية
Ferric oxides	أكاسيد حديدية
Ferruginous	حديدي
Ferruginous aluminohydrosilicate	سليكات الألومنيوم المتميئة الحديدية
Fine banding	أحزمة رقيقة
Fine calcite ooze	نضح كلسيت دقيق الحبيبات (أو ناعم)
Fine matrix	مادة الأرضية الناعمة

Finer upward	أنعم في الاتجاه العلوي
Fine skewed	حيود ناعم
Fining upward	تنعيم في حجوم الحبيبات كلما اتجهنا إلى أعلى القطاع
Fining upward sequence	تتابع سحني تنعم فيه الحبيبات في الاتجاه العلوي
Fire clay	طين ناري
Fissile	متورق
Fissility	تورق، تصفح
Fjord (Fiord)	بحر شبه مغلق (زقاق بحري تكتنفه الأجراف)
Flaggy	لوحية (لوحي)
Flaser bedded	تطبق نيمي متتابع
Flaser bedding	تطبق متتابع هلالي الشكل
Flat bedding	تطبق مستو
Flat beds	طبقات مستوية
Flat surface	سطح مستو (أو مسطح)
Flint	صوان (نوع من صخور السليكا)
Floating ice	طفو الثلج
Flood basins	حوض الفيضان (جمعها أحواض الفيضان)
Flood plains (overbank)	سهول الفيضان
Flora	أحياء نباتية
Fluid (s)	سائب (سوائب)
Fluids movement	حركة السائب
Flute marks	علامات الأبواق
Flutes	أبواق
Fluvial	نهري
Fluvial deposits	رواسب نهرية (رواسب الأنهار)
Fluvial environment (s)	بيئة نهرية (بيئات نهرية)
Fluvial processes	عمليات نهرية
Fluvial sedimentation	ترسيب نهري
Fluvial subenvironment	تحت بيئة نهرية
Fluxoturbidite	رواسب عكر مختلفة
Fluxoturbidite channel	رواسب مالئة القناة البحرية العكرة المختلفة

Flysch deposits	رواسب الفِلِشْ أو رواسب البحار العميقة العكرة
Flysch facies	سِحْنات الفِلِشْ (سحنات رملية لبيئات بحرية عميقة)
Flysch turbidities	رواسب العكر أو الفِلِشْ
Fodichnia	بِنْيَات مسالك تغذية الديدان
Foraminifera	المُنَخْرَبَات (طائفة الفورامنيفرا)
Foraminiferal ooze	رزغ الفورامنيفرا
Forameniferal sand	رمل الفورا منيفرا (رمل المنخربات)
Forereef	مقدمة الشُعْبْ
Foreset	مجموعة المقدمة أو الواجهة
Foreset deposits	رواسب مجموعة المقدمة
Fossil soil	تربة أحفورية
Fracture (s)	مكسر (مكاسر)
Fracture porosity	مسامية المكسر
Francolite	فرانكوليت (معدن)
Frequency curve	منحنى التواتر
Friable (= uncemented)	غير ملتحم (مفروط)
Fringing reefs	شعاب متاخمة
Fungi	فطريات

G

Gangue minerals	معادن غثة
Garnet	جارنت (أحد المعادن الثقيلة)
Gases	غازات
Gas heave structures	بنيات نتوءات الغاز
Gastropods	بطنيات الأرجل أو الأقدام
Geodes	جيود (تجويف مبطن بمعدن متبلر)
Geological record	سجل جيولوجي
Geometry	أبعاد حجمية
Geopetal fabric	طراز جيوبتال: الطراز التُوَيْجي
Geophysics	علم الفيزياء الجيولوجي
Geosynclinal cycle	دورة حوض الترسيب الهابط الكبير (دورة قعائرية عظمى)

Geosyncline cherts	ظر الأحواض الهابطة العملاقة
Geosyncline troughs	أحواض ترسيب هابطة عملاقة
Geothermal gradient	معدل الحرارة الأرضية
Giant ripples	نيم عملاق
Glacial climate	مناخ جليدي
Glacial diamectites	صخور مجروفة بالجليد
Glacial sediments	رواسب جليدية
Glacial varves	رقائق الوحل الجليدي
Glauconite	جلوكنيت (أحد أنواع معادن الطين)
Globigerina	جلو بيجيرينا (أحد أنواع أحفورة الفورامينفرا)
Goethite	جوتيت (معدن)
Good grain orientation	توجيه حبيبي جيد
Good sorting	تصنيف جيد
Gradation	حت (تفكك)
Grade boundaries	حدود التدرج الحجمي للحبيبات
Graded bedding	تطبق متدرج
Graded turbidites	رواسب عكر متدرجة
Grade scale	مقياس تدرج الحبيبات
Gradual isostatic adjustment	تعديل تدريجي توازني
Grain(s)	حبة (جمعها حبيبات)
Grain flow	تدفق الحبيبات
Grain flow process	عملية تدفق الحبيبات
Grain orientation	توجيه الحبيبة
Grain packing	تعبئة الحبيبة
Grain pitted	حبيبات محفرة
Grain sediments	حبيبات الراسب
Grain size	حجم الحبيبات
Grain size distribution	توزيع حجمي حبيبي
Grain size parameters	معاملات حجمية حبيبية
Grainstone	حجر حبيبي
Grain supported	تدعيم حبيبي

غسل (غسيل) الجرانيت (إشارة إلى حت صخر الجرانيت بالماء)	Granite wash
حبيبات أو فتاتات حجمها أقل من الحصى وأكبر من الرمل	Granules
حجر العنب	Grapestone
معامل التفرطح البياني	Graphic kurtosis (KG)
متوسط بياني (إشارة إلى متوسط حجم الحبيبات)	Graphic mean
زلط : جرول	Gravels
ماء تجاذبي (أو ماء الجاذبية)	Gravitational water
هابط الجاذبية	Gravity slumping
جريواكي (أحد أنواع أحجار الرمل يحتوي على نسبة عالية من الطين، وهو من رواسب العكر)	Graywacke
مجرات الديدان التي ترعى	Grazing trails
جرينليت (معدن)	Greenolite
طابع الخطوط	Groove casts
علامات التخطط	Groove maks
خطوط أو تخطط	Grooves
ركام جليدي سفلي	Ground moraine
نمو في الاتجاه العلوي	Grow upward
راسب فوسفاتي نيتراتي	Guano
هبة ريح	Gust
جبس	Gypsum

H

وضع أو هيئة	Habit
موطن	Habitat
مسنن (أو مشرشر)	Hackly
مكسر مسنن أو مشرشر	Hackly fracture
طحلب الحلميدا	Halimeda
هيليت أو ملح الطعام (معدن)	Halite
صحراء حمادة (صحراء صخرية)	Hamada (Rocky desert)
عينة يدوية	Hand specimen
أرض صلبة (قاسية)	Hard ground

Heave	بروز أو نتوء (انتفاخ)
Heavy minerals	معادن ثقيلة
Heavy minerals province	إقليم المعادن الثقيلة
Helical circulation	حركة دائرية حلزونية
Helminthoida	مجرة الدودة المفلطحة
Hematite	معدن حديد
Hemipelagic sediments	رواسب وحلية سوداء ذات بيئة بحرية فائقة العمق
Heterogenous	متنوع أو متعدد (غير متجانس)
Heterogenous sediments	رواسب متنوعة التكوين
High energy environment	بيئة عالية النشاط أو الطاقة
High energy zone	منطقة عالية الطاقة (أو النشاط)
High grade metamorphic rocks	صخور عالية التحول
Histogram	مدرج تكراري
Holocene	عصر الألوسين (أو الحديث)
Horizon (s)	أفق (آفاق)
Horizontal bedding	تطبق أفقي
Horizontal lamination	ترقق أفقي
Humic	دبال (مادة نباتية عفنة)
Hummock	ربوة جليدية
Hydrated oxides	أكاسيد متميئة
Hydrocarbon reservoirs	مستودعات الهيدروكربونات (النفط والغاز الطبيعي)
Hydrocorallines	مرجانيات متميئة
Hydrodynamic	قوى السوائب والموائع
Hydrodynamic environment	بيئة ديناميكية متميئة
Hydrogen sulfide	كبريتيد الهيدروجين
Hydroplastic	مرونة مائية
Hydrostatic pressure	ضغط ساكن متميىء
Hydrothermal manganese	منجنيز الحرمائي
Hydrous aluminosilicates	سليكات الألومنيوم المتميئة
Hydrous silica	سليكا متميئة
Hydroxyapatite	هيدروكسي أباتيت (معدن)

أيونات الأكسجين المتميء	Hydroxyle ions
ماء التبلل	Hygroscopic water
نفق قاعي (تحدثه بعض الديدان في الطبقات)	Hypichnia

I

ثلوج طافية	Ice bergs
أقبية ثلجية	Ice caps
سحنة حيوية أثرية	Ichnofacies
أثار الأحافير	Ichnofossils
علم آثار الأحافير	Ichnology
بلورات كاملة الشكل والبنية	Idiomorphic crystals
إليت (أحد معادن الطين)	Illite
أفق التجمع والتراكم	Illuvial
غير نافذ (عديم النفاذية)	Impermeable
عقد مبتدئة التكوين	Incipient pellets
بداية تكوين نسيج الشست	Incipient schistose textures
معامل الحيود البياني الشامل	Inclusive graphic skewness (SK_I)
معامل التصنيف البياني الشامل	Inclusive graphic standard deviation (σ_I)
معامل النضوج الكيميائي	Index of chemical maturity
معامل النضوج الفيزيائي	Index of physical maturity
رواسب صلبة ملتحمة	Indurated sediments
تخلل	Infiltration
داخل منطقة الشاطيء	Inshore
في أماكن وجودها	In situ
تجوية بأشعة الشمس	Insolotion weathering
غير ثابت	Instable
اضطرابات حيوية شديدة	Intence bioturbation
بين الطبقات	Interbed
تطبق متداخل مع بعضه	Interbedded
بنيات قبل الترسيب متواجدة بين الطبقات	Interbed structures
مسامية بين البلورات	Intercrystalline porosity

Interformational	متشكلة من داخل حوض الترسيب
Interformational particles	جسيمات جيرية تتشكل داخل حوض الترسيب
Intergranular porosity	مسامية بين الحبيبات
Interior continental sabkhas	سبخات قارية داخلية
Interlaminated	ترقق متداخل
Intermediate diameter	القطر الأوسط
Intermitten streams	أنهار متقطعة
Internal lamination	ترقق داخلي
Interparticle porosity	مسامية بين الجسيمات
Interstitial material	مواد موجودة بين الفتاتات
Interstitial mud cement	لاحم وحلي تخللي
Intertidal	مسطحات الجزر
Intrabasinal origin	ذو منشأ في داخل حوض الترسيب
Intrabasinal rocks	صخور داخل حوض الترسيب
Intrabed	داخل الطبقة
Intrabed structures	بنيات داخل الطبقات
Intraclaste	فتات صخور الكربونات أو (فتاتات جيرية مكانية النشأة)
Intraformational conglomerates	رواهص متشكلة في داخل حوض الترسيب
Intramicrite	جير دقيق التبلور به كسر جيرية
Intraparticle porosity	مسامية داخل الحبيبات (الجسيمات)
Intrasparite	كلسيت نقي متبلور به كسر جيرية
Intrastratal contortions	تطبق مطوي متواجد داخل الطبقة نفسها
Invertebrates	حيوانات لافقارية (لا فقاريات)
Iron	حديد
Iron monoslphides	كبريتيدات الحديد الأحادية
Iron sulphide	كبريتيد الحديد
Irreversible end	نهاية غير معكوسة
Isolated reef	شعب منفرد
Isomorphic series	سلسلة وحيدة التشكل والبنية

J

Jasper	جاسبر (معدن)
Joint (s)	فاصل (فواصل)
Jointing	انفصال (خاصية الانفصال)

K

Kaolin	كاولين (أحد معادن الطين)
Kerogen	كيرجين (مركب هيدروكربوني عضوي)
Kurtosis	تفرطح

L

Labile minerals (Unstable minetals)	معادن غير ثابتة
Lacustrine (Lake)	بحيرة
Lacustrine environment	بيئة بحيرية
Lag deposit	راسب متبقي أو متخلف
Lag gravel	زلط متخلف
Lagoon	بركة شاطئية بحرية
Lagoonal deposits	رواسب البرك الشاطئية البحرية
Lagoonal facies	سحن البركة الشاطئية البحرية
Lake (Lacustrine)	بحيرية
Lamellibranchs	خياشيميات (رخويات)
Lamellibranch shells	أصداف الخياشيميات: أصداف الرخويات
Laminae	رقائق
Laminar	رقائقي، صفحي
Laminar flow	تدفق مترقق هادىء
Laminated	مترققة
Laminated bedding	تطبق مترقق
Laminated radiolarian cherts	طبقات ظر شعاعية مترققة
Lamination	ترقق
Land masses	كتل الأرض
Large throat passages	ممرات كبيرة

Late diagenetic dolomitization	تدلمت مابعدي متأخر. دلمتة مابعدية متأخرة
Lateral	جانبي
Lateral acccretion deposits	رواسب جانبية
Lateral movement	حركة جانبية
Lateral shifting	نزوح جانبي
Laterite	لاتريت (صخر رسوبي يتكون من تربة حمراء)
Laumontite	لومونتيت (معدن)
Lava flow	تدفق الحمم أو اللابة
Layer	طبقة أو طبقية
Leaching	عملية الإزاحة بالمحاليل
Least pressure	ضغط ضئيل
Lee face	وجه معاكس للتيار
Lee side	جانب معاكس للتيار
Lee and stoss side	جانب معاكس ومقابل للتيار
Lee ward sides	جوانب معاكسة لاتجاه التيار
Length	طول
Lens	عدسة
Lenticles	عدسيات
Lenticular bedding	تطبق عدسي
Lenticular laminations	ترقق عدسي
Leptokurtic	تفرطح مرتفع
Less stable	أقل ثباتًا
Levee	شرفة نهرية
Light mineral	معدن خفيف
Lignite	لجنيت، فحم بني اللون (أحد رتب الفحم)
Lime	جير
Lime mud	وحل جيري
Lime mud balls	كرات وحل جيري
Limestone (s)	حجر جير (جمعها أحجار جير)
Limonite	ليمونيت (معدن)
Linear barrier islands	جزر حاجزة خطية

لنجيولا (إحدى أنواع الأحافير)	Lingula
نيم لساني	Linguoid ripple
سوائل	Liquids
مسال	Liquified
أحد أصناف الرمل النقي	Litharenite
حبة صخرية (جمعها حبيبات صخرية)	Lithic grain
أحد أصناف الرمل غير النقي	Lithic graywacke
كسر صخرية	Lithic rock fragments
صخر الواكي	Lithic wacke
تصخر	Lithification
أحافير متصخرة	Lithified fossils
فتاتات صخرية	Lithoclasts
علم الصخور	Lithology
ليثوتامنيوم (أحد أنواع الطحالب الغشائية)	Lithothamnium
منطقة شاطئية قليلة العمق	Littoral zone
طوابع الثقل أو الحمل	Load casts
جيوب الحمل	Load packets
بنيات الثقل أو الحمل	Load structures
فصوص	Lobes
مرحلة السمنتة والالتحام (مرحلة تكوين المادة اللاحمة)	Locomorphic phase
لوس (تربة طفالية)	Loess (Loam)
ورقة ذات تقسيم لوغاريثمي	Logarithmic base paper
تماس أو اتصال متطاول	Long contact
كثبان طويلة	Longitudinal dunes
رمل مفكك التعبئة	Loosely packed sand
منخفض النشاط	Low energy
مُدَمْلَكات (رواهص) تكونت في بيئات منخفضة الطاقة	Low energy conglomerates
بيئة منخفضة الطاقة	Low energy environment
نطاق منخفض الطاقة	Low energy zone
نظام التدفق المنخفض	Lower flow regime
تحول منخفض	Low grade metamoprhism

Lubricant	عامل تشحيم
Lump	حصى طينية جيرية
Lunate ripple	نيم هلالي
Lutites	رواسب ذات حبيبات دقيقة (أوحال أو أطيان)

M

Mafic	قاعدي (يحتوي على معادن الحديد والمغنسيوم)
Magnetite	مجنتيت (معدن)
Mammalia	الثدييات
Manganese	منجنيز (عنصر كيميائي)
Manganese crust	قشرة منجنيز
Manganiferous deposits	رواسب المنجنيز
Marcasite	ماركسيت (معدن)
Marginal	حافة
Marine	بحري
Marine deposits	رواسب بحرية
Marine environment	بيئة بحرية
Marine platform	مِنَصَّة بحرية
Marine shoal environment	بيئة بحرية قليلة العمق
Marine transgressions	تقدمات بحرية
Marl	مرل (صخر رسوبي جيري)
Marlstones	أحجار المرل
Marshes	مستنقعات سبخية ضحلة
Mass flow	تدفق الكتلة
Massive bedding	تطبق مصمت
Mass movements	حركات كتلية
Material eroded	مواد حتاتية (حتية)
Matrix	راسب أرضية
Matrix free	خالي من راسب الأرضية
Maturation	نضوج (نضج)
Mature	ناضج

Maturity	نضوج
Mean	متوسط
Meandring	تعرج
Meandring channels	قنوات متعرجة
Meandering river	نهر ذو قناة ملتوية (نهر متعرج)
Meandering streams	أنهار ملتوية (أنهار متعرجة)
Mean size	حجم متوسط الحبيبات
Median	وسيط
Median grain size	وسيط حجم الحبيبات
Median size	حجم وسيط
Medium	وسط (أو متوسط)
Megacurrent ripples	نيم تياري كبير
Megaripple	نيم كبير
Mesokurtic	تفرطح عادي
Metalliferous deposits	رواسب فلزية
Metamorphism	عملية التحول
Metasediments	رواسب متحولة
Metasomatic	تحول معدني صلب
Metasomatic alteration	تغيرات معدنية ذاتية
Metasomatism	تغير معدني ذاتي
Meteoric basin	حوض جرمي
Meteoric diagenesis	نشأة مابعدية جوية
Meteoric water	ماء جوي
Methods of grain size measurements	طرق قياس حجوم الحبيبات
Mica	ميكا (معدن)
Micrite	طين جيري دقيق الحبيبات
Micrite matrix	أرضية من الجير دقيق الحبيبات
Micritic limestone	حجر جيري دقيق الحبيبات
Micritization	تجير (أو تكوين الجير الدقيق الحبيبات)
Microcline	ميكروكلين (معدن)
Micro cross lamination	ترقق متقاطع صغير (مجهري)

Microcrystalline	دقيق التبلور (مجهري التبلر، أي لا يرى إلا بالمجهر)
Microcrystalline aragonite	أرجونيت دقيق التبلور (مجهري)
Microcrystalline calcite	كلسيت دقيق التبلور (مجهري)
Microcrystalline matrix	راسب أرضية من جير دقيق التبلور
Microcrystalline ooze	رزغة جيرية دقيقة التبلور
Microcrystalline paste	معجون دقيق التبلور
Microcrystalline quartz	كوارتز دقيق التبلور
Microcrystalline rocks	صخر دقيق التبلور
Micro facies	سحنات دقيقة (مجهرية)
Mineral	معدن
Mineral maturation	نضوج معدني
Miscellaneous	متنوعة (متنوع)
Miscellaneous structures	بنيات متنوعة
Mites	نوع من الحيوانات الدقيقة تعيش في التربة (سوس، عُثّ)
Mobilization	حركة
Model	نموذج
Mode of formation	نمط التشكيل
Moderately sorted	تصنيف معدل
Modern alluvial deposits	رواسب طمية حديثة
Modern carbonate shelves	أرصفة الكربونات الحديثة
Modern lagoons	برك شاطئية حديثة
Modern sediments	رواسب حديثة
Mold (= mould)	قالب
Moldic porosity	مسامية القالب (أو قالبية)
Molluscs	طائفة الرخويات
Monoclinic	أحادي الميل
Monominerallic	أحادية المعدن
Montmorillonite	منتموريلونيت (أحد أنواع معادن الطين)
Moraine	ركام جليدي
More stable	أكثر ثباتا
Morphology	شكل وبِنْية

قالب	Mould (Mold)
بِنْيات (صخرية عضوية) ذات شكل بارز	Mount shaped structures
وحل	Mud
كرات الوحل	Mud balls
شقوق الوحل	Mud cracks
تدفقات الوحل	Mud flow
صخور الوحل	Mudrocks
تدعيم وحلي	Mud supported
تطبق متتابع (هلالي) وحلي	Muddy flaser bedding
حجر الوحل	Mudstone
نوع من الرخويات	Mussels

N

كبريت طبيعي (عنصر الكبريت)	Native sulphur
الغاز الطبيعي	Natural gas
شرفات طبيعية نهرية	Natural levees (or banks)
متقارب التماثل	Near-symmetrical
ديدان	Nematodes
عملية التبلور المتجددة	Neomorphism
طبقات النيفيلويد	Nepheloid layers
نيريتز (نوع من أثر الديدان في الرواسب)	Nereites
محصلة النضوج	Net maturity
أكثر حيادة	Neutralized
تدفق نيوتوني	Newtonian flow
نيترات	Nitrates
عُقَيْدي	Nodular
ظر عُقَيْدي	Nodular chert
عُقَيْدة (جمعها عُقَيْدَات)	Nodule (s)
تسمية	Nomenclature
غير جيرية	Non-carbonate
عدم ترسيب	Non-deposition

Non-fissile	غير صفحي (غير ورقي)
Non-marine	غير بحري
Non permeable	غير نافذ (غير منفذ)
Non porous	غير مسامي (لا مسامي)
Non reef bioherm	تراكمات حيوية غير شعابية
Non stratified	غير متطبق (عديم التطبق)
Nontronite	ننترونيت (معدن)
Novaculite	نفاكيوليت (صخر سليسي)
Nubian sandstone facies	سحنات حجر الرمل النوبي
Nuclei	أنوية
Nucleus	نواة

O

Oblate	قرص، ورقي ـ نصلي
Oblique bedding	تطبق مائل
Oil shale	طين صفحي نفطي
Old	مُسِنْ
Older volcanic terrane	أرض بركانية قديمة
Oligomictic conglomerate	راهص وحيد الحبيبات
Oncolites (oncoliths)	كريات طحلبية
Ooids	سرئيات
Oolites (Oolithes)	سرئيات
Oolite sand	رمل سرئي
Ooliticlimestone	حجر جير به سرئيات
Oomicrites	طين جيري به سرئيات
Ooze	رزغ (جيري أو سليسي)
Opal	أوبال (حجر كريم يتكون من محلول السليكا الغير متبلرة)
Opaque iron ore	خامات حديدية معتمة
Ophiolitic - suite	مجموعة الأفيوليت
Ophiomorpha	شبكة ممرات معقدة
Organic claystone	حجر طين عضوي

Organic matter	مواد عضوية
Organic rich mudstones	صخور الوحل الغنية بالمواد العضوية
Organic sediments	رواسب عضوية
Organisms	أحياء
Orientation	توجيه
Orogenesis	حركات بناء الجبال
Orogeny	بناء الجبال
Orthochemical cement	لاحم كيميائي نقي
Orthochemical components	مكونات كيميائية نقية -
Orthoclaystones	أحجار الطين النقية
Orthoconglomerate	راهص الحصى النقية
Orthoquartzite	رمل نقي
Oscillation of the fluid	تأرجح السائب
Oscillation ripple	نيم متأرجح
Oscillatory movement	حركة التأرجح (حركة متأرجحة)
Overbank deposits	رواسب عبر الضفة
Overbank terrain	أرضية عبر القناة
Over flow	تدفق طفحي
Ox-bow lake	بحيرة قوسية معزولة
Oxidation	تأكسد
Oxides	أكسيدات، أكاسيد
Oxygenated groundwater	مياه جوفية مشبعة بالأكسجين
Oxyhydroxide	هيدروكسيد الأكسيجين
Oyster reefs	شعاب محارية
Oysters	محاريات

P

Packed	معبأ
Packing	تعبئة
Packstones	أحجار معبأة
Paleocurrent flow	تدفق التيار القديم

سلوك التيارات القديمة	Paleocurrent patterns
حيوان قديم	Paleodictyon
علم البيئة القديمة	Paleoecology
الجغرافية القديمة	Paleogeography
منحدر قديم	Paleoslope
اتجاه الريح القديم	Paleowind direction
العصر القديم	Paleozoic
رواهص وحلية	Paraconglomerate (Diamictite)
تطبق متوازٍ	Parallel bedding
معاملات (مقاييس)	Parameters
جسيمات (حبيبات)	Particles
تمزق خطي سطحي	Parting lineation
معجون	Paste
مبعثرة أو متقطعة (قطعة)	Patch
قطع (أوصال)	Patches
أوصال الدلوميت	Patches of dolomite
قطع شعابية	Patch reefs
قطع موزيك ثانوي	Patchys secondary mossiac
مناهج أو مناهيج	Patterns
خث (نباتات في أولى مراحل تفحمها)	Peat
رقائق خث أو طبيقات الخث	Peat layers
مرحلة المواد النباتية (التي ستصبح فحم فيها بعد)	Peat stage
حصيات (حصى صغير)	Pebbles
حجر طين حصوي	Pebbly mudstone
حصى الفوسفات	Pebble phosphate
منحدرات الجبال	Pediments
مناطق منحدرات الجبال	Pediment zones
علم التربة	Pedology
(أعمق المناطق البحرية) الجي أولجة	Pelagic
بيئة لجية	Pelagic environment
وحل لجي	Pelagic mud

رزغات رسوبية لجية	Pelagic oozes
رواسب لجية	Pelagic sediments
عقد طينية جيرية	Pellet calcilutites
عقد أو كرات جيرية	Pellets (peloids)
راسب عقد الطين الجيرية	Peloidal sediment
درنات معاصرة	Penecontemporaneous concretions
تشوه متزامن	Penecontemporaneous deformation
تدلمت مصاحب	Penecontemporaneous dolomitization
مناطق مستوية ومسطحة	Peneplain (Peneplane)
دَوْر أو طَوْر	Period
خاصية النفاذية	Permeability
دراسة الشرائح الصخرية تحت المجهر	Petrography
دراسة الصخور	Petrology
أحجار حديد ما بعد الكمبري	Phanerozoic ironstone
مرحلة	Phase (stage)
فوسفات (صخر)	Phosphate
عقد الفوسفات	Phosphate pellet
صخر الفوسفات	Phosphate rock
منعقدات فوسفاتية	Phosphatic nodules
عقد طينية فوسفاتية	Phosphatic pellets
صخور فوسفاتية	Phosphatized rocks
فسفوريت (رواسب الفوسفات)	Phosphorite(s)
منعقدات الفوسفيت	Phosphorites nodules
منطقة تتخللها أشعة الشمس	Photic zone
طحالب ورقية أو غشائية	Phylloid algae
مرحلة ما قبل التحول مباشرة	Phyllomorphic phase
غير ناضج فيزيائيًّا	Physically immature
ناضجة فيزيائيًّا	Physically mature
تجوية فيزيائية	Physical weathering
أحياء نباتية بلانكتونية	Phytoplankton
سفح الجبل	Piedmont

Piedmont fanglomerate	رواسب ذات أسطح مخروطية الشكل تتكون من رواهص
Piedmont zone	منطقة سفح الجبل
Pillow lavas	وسائد اللابة
Pinnacle reef	شعاب قرنية
Pisolite (– pisolith)	بازلا صخرية جيرية
Pisolitic grains	حبيبات بازلية (أي أن حجومها في حجم حبات البازلا)
Pits	حفر
Pitted grains	حبيبات مُحَفَّرة
Planar	مستوى
Planar cross-stratification	تطبق متقاطع مستو
Planes of fissility	مستويات التصفح أو التورق
Plane view	منظار مستو
Plain (s) (plane)	مناطق سهلية (أو سهول)
Planktones	عوالق: بلانكتونات (كائنات حيوانية أو نباتية عالقة في المياه)
Planktonic organism	أحياء عوالقية: أحياء عالقة في المياه
Plasticity	خاصية المرونة
Platelets	أطباق صغيرة
Platykurtic	تفرطح منبسط
Playas	بحيرات سبخية صحراوية
Playas lakes	بحيرات صحراوية
Pleistocene	بلايستوسين (أحد العصور القديمة)
Poikilitic texture	نسيج مبرقش
Point bar	حاجز حرفي أو جانبي
Point bar sands	رمل حاجز الحافة
Polish	صقل
Pollens	حبوب اللقاح
Polycyclic	أكثر من دورة (متعدد الدورات)
Polycyclic sediments	رواسب متعددة الدورات
Polygenetic	متعدد النشأة والتشكيل
Polygenetic origin	ذو نشأة أصلية متعددة
Polygon	مضلع (شكل كثير الأضلاع والزوايا)

متضلع (متعدد الأضلاع)	Polygonal
رواهص متنوعة الحصيات	Polymictic conglomerates
متعدد النمط	Polymodal
ذو تشكيلات وبنيات متعددة	Polymorph
عملية انتقال تحولي	Polymorphic transformation
عملية التحول المعدني الذاتي المتعدد	Polymorphism
برك أو منخفضات قاع النهر	Pools
تصنيف رديء	Poorly sorted
مجموعات جسيمية	Population of particles
بورسلينيت (صخر)	Porcellanite
أبعاد المسام	Pore geometry
الحجم الكمي للمسام	Pore volume
مسامية	Porosity (pore space)
انحراف موجب	Positively skewed
بعد الترسيب	Post-depositional
بنيات بعد الترسيب	Post-depositional structures
بعد عصر البلايستوسين	Post-pleistocene
متكون حديد من قبل العصر الكمبري	Precambrian iron formation
ترسيب أو ترسب	Precipitation
بنيات تشكلت قبل الترسيب	Predepositional structure
رواسب سابقة التواجد	Preexisting sediments
توجيهات مميزة	Preferred orientation
عمليات قبل التحول	Premetamorphic processeses
محلول الضغط	Pressure solution
لحام الضغط	Pressure welding
دلوميت أولي	Primary dolomite
طراز أولي	Primary fabric
مسامية أولية	Primary porosity
ترسيب بدائي أو أولي	Primary pricipitation
مقياس الاحتمالات	Probability scale
عملية (عمليات)	Process (es)

Prodelta	واجهة الدلتا
Profile (s)	مقطع (مقاطع)
Prolate = Roller = Rod	قضيب أو متطاول
Protoquartzite	رمل أولي
Protozoa	الأوليات (حيوانات وحيدة الخلية)
Provenance	منطقة المصدر
Pseudoconcretions	درنات كاذبة
Pseudonodultes	منعقدات كاذبة
Pteropod ooze	نضح البتروبودا (أو جناحيات الأقدام ـ نوع من الرخويات)
Pure	نقي
Pure lime	جير نقي
Pure organic mud rocks	أحجار وحلية عضوية نقية
Pure quartz sands	رمل مرو نقي
Pyrite	بيريت (معدن)
Pyroclastic rocks	صخور الفتات النارية
Pyroclastic sands	رمل فتاتي ناري
Pyroclastic sediments	رواسب فتاتية نارية

Q

Quartz	مرو (معدن)
Quartzite	كوارتزيت (أنقى أنواع أحجار الرمل)
Quartzose	كوارتزوز (رمل نقي)
Quartz wacke (Greywacke)	واكي الكوارتز (أحد أنواع أحجار الرمل)
Quasi-equilibrium flows	تدفقات ثابتة السرعة ومتساوية الاتزان
Quaternary period	دورة رباعية

R

Radiolaria	شعاعيات (راديولاريا)
Radiolarian cherts	ظر شعاعي
Radiolarian oozes	رزغات الشعاعيات (نضح الشعاعيات)
Rain prints structures	بنيات آثار المطر

Recent linear shoreline	شاطيء خطي حديث
Recombent fold	طيه مضطجعة
Recombent foreset	واجهة مضطجعة
Recrystallization	إعادة تبلور
Recrystallized calcite	كلسيت معاد تبلوره
Recycle	إعادة دورة
Redoxomorphic phase	مرحلة الأكسدة والاختزال (إحدى مراحل النشأة المتأخرة)
Reducing conditions	ظروف الاختزال
Reducation	اختزال
Reef (s)	شُعْب، (شِعَاب)
Reefal limestones	أحجار جير شُعْبية
Reef complex	معقد الشُعُب
Reef environment	بيئة شعابية
Reef fabric	طراز الشعب
Reef flat	مسطح الشعب
Reef front	واجهة (مقدمة) الشعب
Reef geometry	شكل الشعب الحجمي
Reef talus	ركام شِعَابي
Reflux	إعادة
Regression (relication)	تراجع البحر
Regressive cycles	دورات تراجعية
Regressive sequence	تتابع تراجعي
Relict sediments	رواسب متخلفة
Repichnia	بنيات مسالك زحف الديدان
Replacement	إحلال
Replacement dolomites	دلوميت تكون بالإحلال
Reptalia	طائفة الزواحف
Residua	رواسب متبقية
Residual	متبقية
Residual phosphate	فوسفات متخلف أو متبقي
Residual sediments	رواسب متخلفة (أو متبقية)

Restricted circulation	حركة دائرية محدودة
Restricted marine circulation	حركة دائرية محدودة لمياه البحر
Reworked	إعادة ترسيب
Reworking	إعادة التشكيل والترسيب
Rhomb shaped crystals	بلورات معينية الشكل
Rib-and furrow marks	علامات التمزق والتجعد
Riffles	أجزاء قليلة العمق أو مرتفعات قاع النهر
Ripple bedding	تطبق النيم (أو تطبق نيمي)
Ripples cross section	قطاع نيم عرضي
Ripple drift bedding	تطبق النيم الطافي
Ripple height	ارتفاع النيم
Ripple length	طول النيم
Ripple marks	علامات النيم
Ripples	علامات النيم أو نيم
River banks	ضفتي النهر
River regime	نظام النهر
Rock fall deposits	رواسب تساقط الصخور
Rock falls	تساقط الصخور
Rock fragments	كسر صخرية
Rock salt	صخر ملح الطعام (أو صخر الملح)
Rocky desert (Hamada)	صحراء صخرية (صحراء حمادة)
Rod (roller or prolate)	قضيب (متطاول)
Rolling	تدحرج
Roll-over zone	منطقة (نطاق) التدحرج المفرط
Root bed	طبقة غنية بجذور النباتات
Rootlets	مقاطع الجذور
Rotifers	كائنات حية صغيرة تعيش في أطياف ماء التربة
Rough guide	مرشد تقريبي
Roundness	استداره
Rudaceous rocks	صخور الحصى
Rudaceous sediments	رواسب حصوية

Rudistids	روديستا (أحد أنواع المحاريات)
Rudite	حصى كبير
Rugosa	المجعدات (نوع من المرجانيات)

S

Sabkha (s)	سبخة (سبخات)
Saline deposits	رواسب الملح (أو رواسب ملحية)
Salt	ملح الطعام
Salt precipitations	رواسب ملحية (ترسبات ملحية)
Salt pseudomorph	ملح كاذب
Salt pseudomorph structure	بنية الملح الكاذبة
Saltation	قفز أو نَطّ
Saltation population	حمل الرواسب القافزة
Sand (s)	رمل
Sand bars	حواجز رملية
Sand body trend	امتداد الجسم الرملي
Sand dikes structure	بنية قواطع الرمل
Sand shoals	رمل مياه قليلة العمق
Sand sized	حبيبات في حجم الرمل
Sandstones	أحجار الرمل
Sand waves	موج الرمل
Sandy limestone	حجر جير رملي
Sandy texture	نسيج رملي
Sank	تنغمر أو تغرق
Sapropelite	سبروبليت (صخر طين غني بالواد العضوية)
Schistose	شيستوز (أحد أنسجة الصخور المتحولة)
Scleractinia	المتصلبات (نوع من المرجانيات)
Scolithus	أسطوانات عمودية بسيطة
Scour	حت أو غرْف
Scour and fill	حت و ملء
Scoured surfaces	أسطح مخدوشة أو محتوتة

Scratch	خدوش
Screeș	ركام الانهيار الصخري
Sealed	مغلفة
Sea marginal sabkhas	سبخات متاخمة لشاطيء البحر
Seams (coal seams)	عروق (عروق الفحم)
Seasonal layering	تطبق فصلي
Seat earth	مقعد التربة
Sea ward	تجاه البحر
Secondary dolomite	دلوميت ثانوي
Sedentary invertebrates	أحياء ثابتة لافقارية
Secondary origin	أصل نشأة ثانوي
Secondary porosity	مسامية ثانوية
Sedentary invertebrates	أحياء ثابتة لافقارية
Sedimentary	رسوبي
Sedimentary cycle	دورة رسوبية
Sedimentary environment	بيئة رسوبية
Sedimentary environment of equilibrium	بيئة رسوبية متوازنة
Sedimentary geochemistry	جيوكيمياء الرسوبيات
Sedimentary model	نموذج رسوبي
Sedimentary particles	جسيمات رسوبية
Sedimentary structures	بنيات رسوبية
Sedimentary unit	وحدة رسوبية
Sediment bar	راسب الحاجز
Sedimentologists	علماء الرسوبيات
Sediments	رواسب
Sediments of extrabasinal origin	رواسب من أصل خارج الحوض
Sediments of interbasinal origin	رواسب من أصل داخل الحوض
Sediment-water-interface	التقاء سطحي الراسب مع الماء
Seif dune	كثبان السيف
Septaria	درن شعاعي
Sessile organisms	أحياء متصلة بالقاع (طائفة اللاعنقية)

Sets	أطقم
Settling velocity	سرعة الاستقرار
Shales	أطيان صفائحية
Shale flake	قشور الطين الصفحي
Shallow depth	قليل العمق
Shallow environments	بيئات بحرية قليلة العمق
Shallow marine shelves	أرصفة بحرية قليلة العمق
Shallow marine water	مياه بحرية قليلة العمق
Shallow water lagoon	بركة شاطئية بحرية قليلة العمق
Shallow waters	مياه قليلة العمق
Shape (form)	شكل (إشارة إلى تكور واستدارة الحبيبة)
Sharp	واضح
Shear	تمزق
Shearing pressures	ضغوط التمزق
Shear strength	قوة التمزق
Sheetlike accumulation	تراكم صفحي أو غطائي
Shelf-mud	وحل الرصيف
Shelf mud deposits	رواسب وحل الرصيف
Shell beds	طبقات محارية
Shell debris	حطام صدفي (أو محاري)
Shell layers	طبيقات محارية
Shell remains	بقايا المحاريات (محارية)
Shells of protozoa	أصداف طائفة البروتزوا (أو الأوليات)
Shelly clay	طين محاري
Sheltered bays	أغباب محمية
Sheltered embayments	مناطق شاطئية معزولة عن نشاط الأمواج أو التيارات
Shelves	أرصفة
Shoal	قليل العمق (ضحل)
Shooting flow	تدفق الطلقة
Short	قصير
Short diameter	قطر قصير (القطر الأصغر)

Shrinkage cracks	شقوق التقلص
Siderite	سدريت (معدن)
Sideritic nodules	منعقدات كربونات الحديد (أو منعقدات السدريت)
Silcrete	سلكريت (راسب سليكا متخلف)
Silica	سليكا (معدن)
Silica cement	لاحم سليكا
Siliceous	سليسي. سليكوني
Siliceous oozes	رزغات سليسية (نضوح سليسي). رزغات سليكونية
Siliceous rock	صخر سليسي. صخر سليكوني
Siliceous sponge spicules	شوكيات الإسفنج السليسية
Silicification	تسلكن. سلكنة
Silicified fosstils	أحافير متسلكنة
Siliclastic sand	رمل فتات السليكا
Siliclastic sediment	راسب فتات السليكا (أو فتات الرمل)
Silt	غرين
Silt grade	أحجام حبيبات الغرين
Siltstone	حجر غرين
Sinuous ripple	نيم ملتوٍ
Sinuosity	درجة الانعطاف أو الالتواء
Size	حجم
Size interval	فترة حجمية بين مناخل فرز الحبيبات
Size frequency distribution	توزيع تواتري حجمي
Size parameters	مقاييس أو معاملات حجم الحبيبات
Skeletal calcite	كلسيت محاري
Skeletal debris	حطامات هيكلية
Skeletal detritus	فتاتات هيكلية
Skeleton grains	حبيبات هيكلية
Skewness	معامل الحيود أو الانحراف
Slab	صفيحة
Slabby	طبقة صفائحية
Slate	أردواز (صخر)

Slide	ينزلق
Sliding	انزلاق
Sliding and slumping	هبوط وانزلاق
Slope	منحدر
Slugs	دود الأرض
Slumps	هوابط
Slump bedded	تطبق هابط
Slumping	هبوط
Small & megacurrent ripples	تيارات نيمية صغيرة وكبيرة
Small chip	قشرة صغيرة
Smectite	سمكتيت (أحد أنواع معادن الطين)
Snails	قواقع
Snouts of glacier	مقدمات الجليد
Soil profile	مقطع التربة
Sole	قاعدة أو قاع
Sole markes	علامات القاع
Solubility	ذوبان
Solutes	ذوائب (محاليل معادن الصخور)
Solution porosity	مسامية المحلول
Sorting	تصنيف
Source	مصدر
Source rock	صخر مصدر
Spar (Sparite)	كلسيت متبلور نقي ولامع
Sparry allochemical rocks	صخور الجير المتبلور غير النقي
Sparry calcite	كلسيت متبلور نقي ولامع
Sparry calcite cement	لاحم كلسيت نقي متبلور
Sphere	كرة
Spherical (Equant)	كروي
Sphercity	تكور (شكل الحبيبة)
Spicules	شويكات
Spilites	سبليت (صخر)

Sponge(s)	إسفنج (الإسفنجيات)
Spores	خلايا جرثومية
Spreading	اتساع
Springtails	نوع من الكائنات الدقيقة
Stability	ثبات
Stable	ثابت
Stable deposits	رواسب ثابتة
Stable grains	حبيبات ثابتة
Stable minerals	معادن ثابتة
Stable shelf	رصيف بحري راسخ
Starved ripples	نيم ميت
Static shorelines	خطوط شاطئية ثابتة
Statistical studies	دراسات حسابية أو تعدادية
Steep gradient	شديد الانحدار
Stellated dunes	كثبان نجمية
Stoss side	جانب مواجه للتيار
Straight channels	قنوات مستقيمة
Straight ripple	نيم مستقيم
Stratified	متطبق
Stratiform	بنية طبقية
Stratigraphic	طبقية
Stratigraphic breaks	انكسارات طبقية
Stratigraphic traps	مكامن طبقية
Stratum	طبقة صخر رسوبي كبيرة
Striated	مخطط (مقلم)
Stromatolites	ستروماتوليت (صخر)
Stromatoporoids	كائنات بحرية
Strongly bimodal	ثنائي النمط بشكل واضح
Structural behavior	سلوك بنائي
Structural deformation	تشوه بنائي
Structural traps	مصائد بنائية

Structures	بنيات أو تشكلات
Sturzstorms	قذف طبيعي للصخور (انهيار صخري)
Stylolites	زوائد صخرية
Subaerial	فوق سطح الأرض
Subaerial desiccation cracks	شقوق تقلص فوق سطح الأرض
Subaqueous	تحت سطح الماء
Subaqueous levee	شرفة تحت سطح الماء
Subaqueous synersis cracks	شقوق وحل تحت سطح الماء
Subdevissions	تحت تقسيمي
Subenvironments	بيئات تحتية
Subfacies	سحنات تحتية
Subgreywacke	تحت جريواكي (أحد أنواع أحجار الرمل)
Submarine canyons	أخاديد بحرية
Submarine fan	مراوح بحرية
Submarine volcanic debris	حطام بركاني بحري
Submerged	انغمر (تحت سطح البحر)
Submergence	انغمار
Submetallic luster	بريق تحت معدني
Subsequent dolomite	دلوميت لاحق
Subsidence	خسف أو انخفاض
Substrata	طبقة سفلية أو باطنية
Subsurface flow	تدفق تحت سطحي
Subsurface samples	عينات تحت سطحية
Subtidal	تحت المد
Subvertical cliff	جدار تحت عمودي
Sulphates	كبريتات
Sulphides	كبريتيدات
Sulphur isotope studies	دراسات نظائر الكبريت
Summit point	نقطة القمة
Sun cracks	شقوق الشمس
Superficial moraine	ركام جليدي سطحي

Supported	مدعم
Supratidal flats	مسطحات المد
Surface creep	زحف أو تدحرج سطحي
Surface texture	نسيج سطحي
Suspended load	حمل معلق
Suspended sediments	رواسب معلقة
Suspension	معلق
Suspension population	حمل الرواسب المعلقة
Sutured contact	تماس أو اتصال متشابك
Swamp deposits	رواسب المستنقعات
Swamps	مستنقعات
Symmetric ripple	نيم متماثل
Syndepositional	متزامنة الترسيب
Syndepositional origin	نشأة متزامنة الترسيب
Syndepositional structures	بنيات متزامنة الترسيب
Syneresis	طرد الماء (بالتخلل وليس بالتبخير)
Synerisis craks	شقوق طرد الماء
Synsedimentary concretions	درنات متزامنة الترسيب

T

Tabular	متطاول أو مستوٍ أو قرص
Tabular cross bedding (planar cross bedding)	تطبق متقاطع مستو
Tabulata	المسطحات (نوع من المرجانيات)
Taconite	تاكونيت (معدن)
Talus	راسب ركامي
Tamarisks	أثل (شجر)
Tangential contact	تماس أو اتصال نقطة
Tectonic	تكتوني (يعزى إلى الحركات الأرضية في القشرة الأرضية)
Tectonically active	نشاط حركي في القشرة الأرضية (نشيط التشكل)
Tectonic breccia	مدملكات تكتونية
Tectonic shelves	أرصفة تكتونية

Tectonic stability	ثبات حركي تشكيكي
Termites	نمل
Terrace	شرفة
Terrain	أرضية أو قاع صخري
Terrane	أرض
Terrestial origin	من أصل أو نشأة أرضية
Terrigenous coasts	شواطيء فتاتية أرضية
Terrigenous components	مكونات أرضية المنشأ
Terrigenous conglomerates	رواهص أرضية المنشأ
Terrigenous rocks	صخور أرضية المنشأ
Terrigenous sediments	رواسب أرضية المنشأ
Tertiary	عصر ثلاثي
Test of radiolaria	أغلفة الشعاعيات
Tests	أغلفة أو أصداف
Tetrahedron	رباعي الأوجه
Tetravalnet state	بنية آيونية رباعية التكافؤ
Textural changes	تغيرات نسيجية
Textural composition	تكوين معدني نسيجي
Texturally immature (Physically immature)	غير ناضج نسيجيًا (فيزيائيًا)
Textural maturation	نضج نسيجي
Textural maturity	نضوج نسيجي
Texturally mature (Physically mature)	ناضج نسيجيًا (فيزيائيًا)
Textural stratification	تطبق نسيجي
Texture	نسيج
Texture of sediments	أنسجة الرواسب
Texture of turbidites	نسيج رواسب العكر
Thalwegs	ممرات منحدرة
Thickness	سُمك
Thin layers	طبيقات ضئيلة السمك
Thinner bedded	تطبق ضئيل السمك
Three dimensions	ثلاثة أبعاد

Throat passages	ممرات بين المسامات
Tidal channels	قنوات المد
Tidal current	تيار المد
Tidal deltas	دِلت المد والجزر
Tidal flats	مسطحات المد والجزر
Tidal inlets	ممرات المد
Tidal sand bodies	أجسام رمل المد
Tide	مد
Tighter packing	تعبئة أكثر تقاربًا
Till	حريث جليدي (راسب سحج الجليد)
Tillite	صخر جرافة الجليد (رواسب جليدية)
Tonsteins	تنستين (صخر طين بركاني)
Tool marks	علامات القاع
Topset deposits	رواسب مجموعة القمة
Tourmaline	تورمالين (أحد المعادن الثقيلة)
Trace fossils	أحافير أثرية (أي تترك أثرها على الصخر الرسوبي)
Tracks	آثار زحف الحيوانات الفقارية
Traction	جر أو سحب
Traction carpet	بساط مجرور أو مسحوب
Traction currents	تيارات السحب أو الزحف (تيارات زاحفة)
Traction deposits	روسب مجرورة أو مسحوبة
Traction load deposits	رواسب الحمل المسحوب
Trails	جُرَّات الحيوانات اللافقارية
Tranquil flow	تدفق هاديء وضعيف
Transgression	تقدم البحر (ارتفاع منسوب مستوى البحر)
Transgressive cycles	دورات تقدمية
Transgressive sequence	تتابع تقدمي
Transitional environment	بيئة انتقالية
Transport	نقل
Transport traction	نقل مسحوب أو مجرور
Transverse component	جزء متعارض (في قناة النهر)

كثب النيم المنتظم الامتداد	Transverse dune
اصطياد	Trapping
كثبان مستعرضة (مستقيمة)	Traverse dunes
توجيهات طولية	Trends
ترايلوبيت (نوع من الأحافير)	Trilobites
طبيقات ثلاثية	Triplets
أقاليم مدارية	Tropical regions
مناطق مدارية	Tropics
تطبق متقاطع حوضي	Trough cross stratification
خطوط الأحواض	Troughlines
نقطة الحوض (أعمق نقطة)	Trough point
نقطة الانكسار	Truncation point
توفه الجير	Tufa
طفه (حجر رملي بركاني)	Tuff
رواسب العكر (عكارات)	Turbidites
رمل العكر	Turbidites sands
تيار العكر	Turbidity current
مضطرب	Turbulent
تدفق مضطرب	Turbulent flow

U

حبيبات فائقة النعومة	Ultra fine-grained
غير ملتحم (غير مسمنت)	Uncemented
رواسب غير ملتحمة	Uncemented sediments
سطح عدم التوافق	Unconformity
غير متماسك (أو غير متصلب)	Unconsolidated
رواسب غير متماسكة	Unconsolidated sediments
وحيد النمط	Unimodal
غير متحول	Unmetamorphosed
غير ثابت	Unstable
حبيبات غير ثابتة	Unstable grains

Uplift	دفع إلى أعلى
Uplifted	دفعت (أو رفعت) إلى أعلى
Upper flow regime	نظام التدفق العالي
Up-ward	في الاتجاه العلوي
Upward fining cycles	دورات تنعم حبيباتها في الاتجاه العلوي
Upwelling waters	مياه صاعدة

V

Vadose zone	منطقة فوق مستوى منسوب المياه الجوفية
Valley fill deposits	رواسب ملء القناة
Varieties of apatite	أنواع مختلفة من معدن الأباتيت
Varnish	دهن (أو طلاء)
Varves	رقائق حولية
Varved clay	رقائق طين حولي
Vein quartz	مرو (كوارتز) عرقي
Ventifacts	وجهريحيات (أثر الريح على أوجه الصخور أو الحصى)
Vertebrates	حيوانات فقارية
Vertebrate tracks	أثر أقدام الحيوانات الفقارية
Vertical and horizontal sequences	تتابعات رأسية وأفقية
Vertical variation in grain size	اختلافات عمودية في أحجام الحبيبات
Very poorly sorted	تصنيف رديء جدًا
Vivianite	فيفيانيت (معدن)
Volcanic	بركاني
Volcanic ash	رماد بركاني
Volcanic bombs	قنابل بركانية
Volcanic debris	حطام بركاني
Volcanic dust	غبار بركاني
Volcaniclastic	فتات بركاني
Volcaniclastic conglomerates	رواهص فتاتية بركانية
Volcaniclastic sands	رمل فتاتي بركاني
Volcaniclastic sediments	رواسب فتاتية بركانية

طفة بركانية	Volcanic tuff
حركة حلزونية	Vortices
مسامية ثقبية	Vuggy porosity
ثقوب	Vugs

W

واكي (نوع من أنواع الرمل)	Wackes
حجر رمل الواكي	Wackestone
تيارات فاترة (شاحبة)	Waning currents
غسل	Wash
سطح التقاء الماء بجسم آخر	Water interface
تمزق مائي	Water parting (Watersheds)
سطح منسوب الماء	Water table
تطبق نيم التيار والموج	Wave and current ripple bedding
طول الموجة	Wave length
نيم الموِج	Wave ripples
تطبق مُتموِّج	Wavy bedding
حدود حبيبية تموجية	Wavy grain boundaries
مخلفات التجوية	Weathered residuum
تجوية	Weathering
تطبق متقاطع سفيني	Wedge cross-bedding
تلاحم (التحام)	Welding
مسالك جيدة التكوين	Well developed burrows
تسجيلات الأبار	Well logs
تصنيف جيد	Well sorted
مقياس تدرج حجوم الحبيبات للعالم ونتورث	Wentworth grade scale
مطر هبوب الريح	Wind blow rain
تخوية أو تفريغ الريح	Wind deflation
جانب اتجاه الريح أو جانب مواجه للريح	Windward side
أزيح ، أستبعد	Winnowed out
غسل أو إزاحة	Winnowing

Wood fragments	كسر خشبية
Worms	ديدان

Y

Yardangs	حزوز الريح
Young	حديث، ناشيء (صغير في العمر)

Z

Zeolite	زيوليت (معدن)
Zircon	زركون (أحد المعادن الثقيلة)
Zone	نطاق، منطقة
Zoophycus	زوفيكس (حيوان)

كشاف الموضوعات

أ

ع

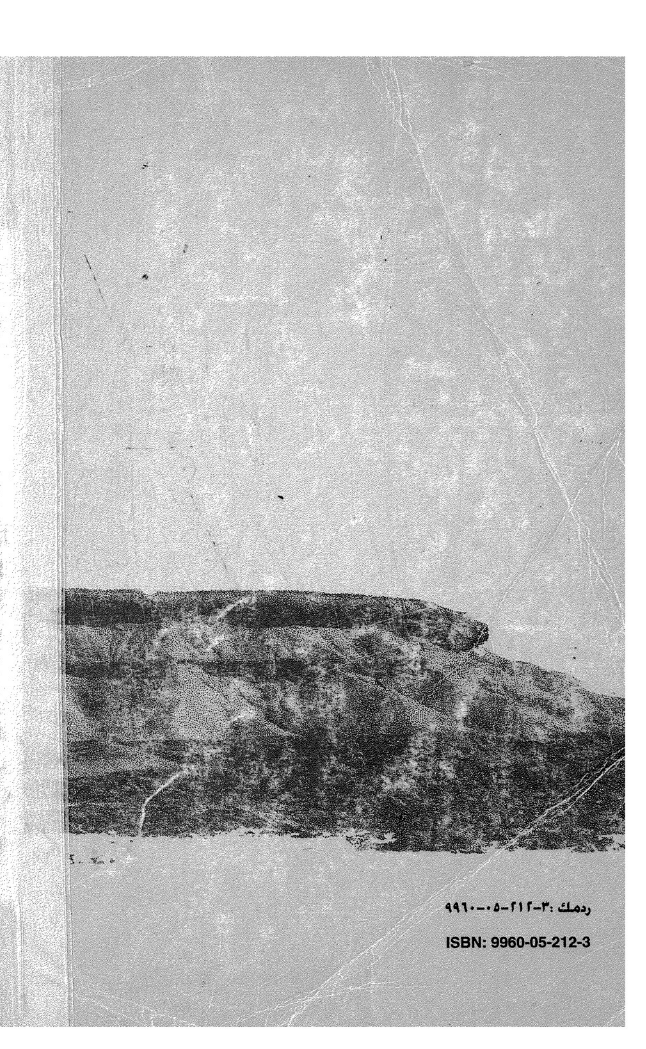
غ

ف

ق

الدكتور محمد بن عبدالغني عثمان مشرف

* ولد عام ١٣٦٣هـ/ ١٩٤٣م في المدينة المنورة حيث تلقى فيها تعليمه الابتدائي (المدرسة المحمدية) والمتوسط (مدرسة عمر بن الخطاب) والثانوي (مدرسة طيبة).
* حصل على درجة البكالوريوس في العلوم تخصص جيولوجيا من جامعة بيوجيت ساوند بولاية واشنطن بأمريكا عام ١٣٩٠هـ/ ١٩٧٠م.
* عمل معيدًا بقسم الجيولوجيا ـ جامعة الملك سعود عام ١٣٩١هـ/ ١٩٧١م.
* ابتعث من قبل جامعة الملك سعود إلى بريطانيا حيث حصل على درجة الماجستير في علم الرسوبيات من جامعة ويلز عام ١٣٩٣هـ/ ١٩٧٤م ودرجة الدكتوراه في علم الرسوبيات من الجامعة نفسها عام ١٣٩٦هـ/ ١٩٧٦م.
* عين مدرسا بجامعة الملك سعود عام ١٣٩٦هـ/ ١٩٧٦م ثم رقي إلى درجة أستاذ مساعد عام ١٣٩٨هـ ورقي لدرجة أستاذ مشارك عام ١٤٠٠هـ ثم لدرجة أستاذ عام ١٤١٠هـ.
* أشرف على العديد من أبحاث التخرج لطلاب الجيولوجيا.
* له أبحاث علمية عديدة في مجال تخصصه منشورة في مجلات علمية محلية وعالمية.
* شارك بأبحاثه في كثير من المؤتمرات العلمية العالمية، كما شارك في تقويم العديد من الرسائل العلمية والأبحاث المنشورة محليا وعالميا.
* ألف أربعة كتب في مجال تخصصه: أسس علم الرسوبيات (١٤٠٧هـ/ ١٩٧٨م)، قاموس مصطلحات الرسوبيات المصور (١٤٠٠هـ/ ١٩٩٠م)، تطبيقات في الجيولوجيا العامة (١٤١٣هـ/ ١٩٩٣م)، أساسيات علم الأرض ـ الجيولوجيا الفيزيائية (تحت الطبع). يقوم حاليا بإعداد موسوعة المصطلحات الجيولوجية المصورة.
* شغل منصب مستشار غير متفرغ لدى مدينة الملك عبدالعزيز للعلوم والتقنية (١٤٠٢ ـ ١٤٠٥هـ) حيث شارك في إعداد الخطة الوطنية الرابعة الخاصة بالمدينة، كما شغل المنصب نفسه في وزارة التخطيط (١٤٠٨ ـ ١٤٠٩هـ) حيث شارك في إعداد الخطة الوطنية الخامسة (١٤١٠ ـ ١٤١٥هـ).
* شغل منصب رئيس قسم الجيولوجيا ـ جامعة الملك سعود (١٤٠٨ ـ ١٤١٠هـ).
* عضو هيئة التحرير العلمي بالموسوعة العربية العالمية والتي تشرف عليها مؤسسة الموسوعة.
* راجع ونقح ترجمة كتاب «الأبعاد الجيومورفولوجية لتنمية الأراضي الصحراوية مع التركيز على المملكة العربية السعودية» تأليف: ر. يو. كوك، د. برنسدين، جي. دور نكامب ود. جونز.
* راجع ونقح ترجمة كتاب علم الصخور الرسوبية تأليف: روبرت فولك.
* راجع ونقح ترجمة كتاب الوصف الحقلي للصخور الرسوبية تأليف: موريس تاكر.
* راجع وحكّم العديد من الأبحاث المنشورة الآن في مجلات علمية، محليًا وعالميًا.
* قام بتقويم أبحاث العديد من المتقدمين للترقية لدرجتي أستاذ مشارك وأستاذ لعدد من الجامعات العربية.
* شارك في العديد من اللجان العلمية المشكلة من قبل الجامعة ومدينة الملك عبدالعزيز للعلوم والتقنية ووزارة المعارف.
* نال جائزة المعرض الحادي عشر للكتاب العربي في الكويت لعام ١٩٨٨م في حقل التأليف عن كتابه: «أسس علم الرسوبيات» والممنوحة له من مؤسسة الكويت للتقدم العلمي.
* كان عضوا ولعدة فترات لكل من: مجلس الكلية، مركز البحوث، لجنة المكتبات بكلية العلوم ـ جامعة الملك سعود، وكذلك عضو هيئة تحرير مجلة جامعة الملك سعود (١٩٨٧ ـ ١٩٩٢م).
* عضو مشارك وفعال في كل من: الجمعية العالمية لعلماء الرسوبيات، الجمعية الأمريكية لعلماء البترول، جمعية الاقتصاد والأحافير والمعادن الأمريكية.


ردمك :٣-٢١٢-٠٥-٩٩٦٠

ISBN: 9960-05-212-3